

岩石礦物礦床學會誌

第三十卷 第三號

(昭和十八年九月一日)

研究報文

- 油田の「岩壓」(I)..... 理學博士 高橋 純 一
平安南道永柔嶺山礫灰石礦床調查概報 (II) 理學博士 渡 邊 萬次郎
報國コバルト礦山産含コバルト砒鐵礦..... 理學博士 渡 邊 萬次郎

會報及雜報

日本地質學會創立五十年記念大會，聯合學術講演會，念ヶ關水鉛礦床，
ルゾン銅礦の新産地，新入會員，會員轉居

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Prof. Em. at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Professor at Tôhoku Imperial University

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Ichizô Ômura, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

Abstractors.

Iwao Katô,

Yosio Kizaki,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Kenzô Yagi.

Yoshinori Kawano,

Jun-iti Masui,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Jun-iti Kitahara,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

岩石礦物礦床學會誌

第三十卷 第三號

(昭和十八年九月一日)

研究報文

油田の「岩壓」(I)

Formation pressure in oil-fields (I)

理學博士 高橋 純一 (J. Takahashi)

岩壓の意義

油層壓 石油は油田に於て常に壓力の下に存在するものであり、最近の科學的產油技術はこの壓力の利用に外ならない。近年油田の科學的開發が唱導され、油田の保存、總產額の増加、減產率の低下防制、油田の壽命延長の方法が講ぜられるに及び、油田壓力の問題は產油技術上の重要な題目となるに至つた。蓋し現在行はるゝ油井に依る採油法は、何れも油田壓力の利用を目標とするものではあるが、その方法の適否、取扱の良否によつてエネルギーの浪費が大となり、地下に存する原油の一小部分のみが採取され、その大部が地下に残留するのみならず、その處理宜しきを得ざる場合には往々にして油田の荒廢を來す實例が少くない故である。

油層に於ける壓力は、合衆國では普通「岩壓」(rock pressure)と呼ばれる。岩壓は元來地下の或る深度に於ける上層の重量の意味であつて、假りに深度 1,000 m に於ける岩壓 P は、地表より其深度に至る岩層の平均比重を 2.5 と假定すれば

$$P = 1,000 \times 2.5 = 2,500 \text{ 氣壓}$$

即ち凡そ 2,500 氣壓に相當する¹⁾。然るに實際の油田に就て油層の壓力(初壓)を見れば、後述する如く可成りの變化があるけれども、大體に於ては油井を充せる水柱の壓力に近く、深度 H (單位, m) なる油層の壓力 P (氣壓單位)は

$$P = \frac{H}{10}$$

即ち水柱 10m の壓力(水柱 10m : 水銀柱 73.8cm) は略 1 氣壓(平方糎につき 1 匁)に等しき故、深度 1,000m の油層の標準壓力は 100 氣壓となる譯である。

以上の如く油層の壓力は岩壓に非ざる事は明かであり、之を岩壓と呼ぶ事は無用の錯誤の因となるものである。

「岩壓」なる名稱の代りに、瓦斯壓なる語も一部に慣用されて居る。瓦斯壓は油田に於て最も重要な役目を營むものであるが、然し油田によつては瓦斯壓の甚だ低い實例もあり、之を以て油層壓の全部を表はす事は不適當である。また他方に於ては靜水壓(hydrostatic pressure)、動水壓(hydraulic pressure)、或は水層壓(artesian pressure 水井壓)なる語も用ひられて居る。これらも同様に油田に於ける重要な營力であるが、他方に於て水壓に乏しい油田もあり、殊に閉塞油層の場合は水壓は受動的である故、これも油層壓の全部を代表するには適當でない。要するに油層の壓力は主として瓦斯壓と液體壓とより成るもので、後者は更に石油の壓力と水壓、即ち水層壓とに分れる譯である。油層の壓力は、埋藏壓(reservoir pressure)又は油層壓(formation pressure)と呼ぶべきである。而して岩壓は上記の如く別箇のものであり、地層を構成する剛體と、その孔隙を充す流體(瓦斯、液態)とは壓力に對する反應が同一でないことは勿論である。

1) 1氣壓は水銀柱 76 cm (29.922 吋)の高さ、即ち $1033.3 \text{ g/cm}^2 = 14.696 \text{ lb/sq in} \approx 1 \text{ kg/cm}^2 \approx 14.7$ (平方吋につき封度)

第 壹 表 油 井 深 度 と 油 層 壓 (其 一)

深 度 單位m	初 壓 kg/cm ²	増 壓 率 氣壓/100m	油 層 及 油 田
198	22.3	11.3	Trenton Limestone, Indiana
229	21.0	9.5	Loko, Oklahoma
289	33.0	11.8	Montana
289	27~30.6	9.8~10.7	Trenton Limestone, Ohio
366	26.0	7.2	Butler Gas Sand, Pennsylvania
395	19.0	5.0	Salt Sand, Woodsfield, Ohio
400	25.0	6.3	Big Limestone, Ohio
418	37.0	9.0	Montana
425	53.0	12.7	Hundred Sand, Pennsylvania
430	27.0	6.3	Big Limestone, Indiana
443	38.0	9.5	Third Sand, Pennsylvania
447	27.0	6.8	Big Limestone, Indiana
448	34.0	7.7	Big Injun, Ohio
462	32.0	7.0	Keener Sand, Ohio
478	15.0	3.2	Forth Sand, Pennsylvania
517	38.0	7.5	Brea Sand, Ohio
518	53.0	10.4	Third Sand, Pennsylvania
529	44.0	9.0	Louisiana
549	40.0	7.5	"
549	59.0	10.9	Forth Sand, Pennsylvania
564	59.0	10.2	"
628	50.0	7.7	Brea Sand, Ohio
637	48.0	7.2	"
762	54.4	7.2	Clinton Sand, Ohio
822	55.0	6.8	"
864	75.0	8.6	"
911	97.0	10.7	Benson Sand, W. Virginia
914	29.0	3.2	Clinton Sand, Ohio
1246	122.4	10.0	Benson Sand W. Virginia
1372	25.0	0.8	Trenton Limestone, Ohio

油 層 壓 の 分 布 状 態

油層壓の實例 油層壓力の原因を考察するに先ち、油田に於ける油層の壓力が、如何なる限度で、如何なる状態に分布するかを知る事が必要である。然るに之に對する確實な材料は比較的に僅少で充分な検討を試みるには不充分である。この理由は、油井壓力の測定が其實測上の困難があつて正確なる結果を得難い事、最近この油層壓の科學的利用が唱導される迄はその測定は殆んど閑却され、寧ろ偶然の機會に測定されたものが多く、從つて其

測定數も不足であり、また測定値も確實ならざるものが常であつた爲である。

概して云へば油層壓は其深度に於ける靜水壓を基準とする事が出来る。靜水壓即ち米突で表はされた深度を 10 を以て除したる商が其標準水壓(單位は氣壓即ち略 kg/cm^2) である。この故に油田をその油層壓によつて分類し、この標準壓よりも高い壓力を示す油田を高壓油田、それよりも低い壓力を示すものを低壓油田とする分類法さへ提稱されて居る¹⁾。

油田壓力に關し比較的確實なる材料の公開されて居るのは合衆國の油田である。第一、第二の兩表は油田、油層の深度と壓力の關係を示すために 42 例を摘記せるもので、その原著²⁾に於ては深度壓力の單位が呎封度 (1 平方呎につき) で示されて居る故、これを米、珎 (1 平方呎につき、即ち略一氣壓) に換算したものである。而してこれらの表に示される深度の範圍に於ては、大體次の如き事項が知られる。

(1) 油層の壓力は、大體に於て深度に比例して増大する傾向が著しく、その程度は數氣壓から百數十氣壓 (本表外には 200 氣壓の記録がある) の範圍である。

(2) 油層壓は正當の意味の岩壓よりは遙かに低く、略靜水壓に近い。上記の 42 例中、略標準壓力に近い (100m につき 12~8 氣壓) ものは全數の 45% 以上である。

10 氣壓以上の壓力を示すもの (深度 100 m につき)	10 例	+24%
9.9~8.0 氣壓のもの (…)	9 例	21%
7.9~6.0 氣壓のもの (…)	17 例	+40%
5 氣壓以下 (…)	6 例	14%

(3) 然し他面に於て深度と壓力の關係が不規則な例がある。第壹表のトレントン石灰岩の如きは深度 1,372m で僅かに 0.8 氣壓を示すに過ぎ

1) Kossyquin, A. I. XVII Intern. Geol. Congr. Abst. 1937.

2) Problems on Petroleum Geology, A Symposium, 1934; Science of Petroleum, Vol. I. etc.

ず、而かも同一岩の油層でも深度 198m で 22.3 氣壓、289m で 27～30.6 氣壓の如き實例がある。クリントン砂岩の如きも、深度 911m の油層は 97 氣壓の高壓を示すに對し、それよりも 3m 深い 914m 油層の壓力は僅かに 3.2 氣壓に過ぎない。ペンシルヴァニア油田の百呎砂層以下、第三、第四砂層等(第壹表)は、第貳表のマスコーゲン、クラークスヴィル兩油田と共に深度と油層壓とが略々比例して規則正しき變化を示す適例であるが、セミノール油田(第貳表)の如きはその反對の例である。

以上の如く、油層壓が大體に於て靜水壓に近いと云ふ事實は、從來石油の地下に於ける移動集中を論ずる場合に、所謂水力説(hydraulic theory)の主張され來つた所以であり、また油田開發に於ても所謂端水(edge water)

第 貳 表 油層深度と油層壓(其二)

深 度 單位 m	初 壓 kg/cm ²	増 壓 率 氣壓/深度百米	油 田 及 油 層
485～503	43.0	8.8～8.5	Muskogen, Michigan
552～576	48.3	8.8～8.2	Upper Traverse
597～617	62.6	10.5～11.0	Lower Traverse
659～680	64.0	9.7～9.4	Dundee
			Monroe(R. B. Newcombe, 1935)
852.6	52.4	6.1	Clarksville, Arkansas
922.0	55.1	6.1	Russel
965.0	79.9	8.3	Qualls
			Kirwin(C. Croneis, 1935)
1209	75	6.2	Seninole, Oklahoma
1213	83	6.8	Miserer Sand
1240	78	6.3	Hunton Limestone
1260	43	3.4	Simpson Dolomite
1285	54	4.2	I Wilcox
			II Wilcox (Milikan etc. 1931)

の水壓が論ぜられる理由である。然るにまた上記の如き不規則性は水力説乃至水壓説では説明が困難であり、之を説明するためには瓦斯壓説が強調される所以である。不規則性の原因としては油層の組織、その規模、形狀、

地理的狀態等が指摘されて居る。例へば上記のトレントン石灰岩の油層は普通の油砂と異り、石灰岩の浸蝕による孔隙に石油、瓦斯の埋藏されて居るものであり、その孔隙が連通性に乏しいと云ふ特徴がある。また或る砂層はレンズ形の所謂閉差油層であり、水壓説では説明の出来ないものである。要するに油層壓力の原因を考察する場合には、深度と壓力との關係に於て、その規則性と不規則性とを同時に満足せしめる條件が必要である。

油層壓の原因

概説 油層壓の原因を考察することは、油層壓を合理的に利用する爲めに之を閑却することが出来ない。

石油層は瓦斯、原油及び油田鹹水が多孔性なる容器内に存在するものである。石油層、即ち容器は多孔性で且つ原油、水等に對し滲透性を有するものであるが、その周圍は多少不浸透性な地層、所謂「冠層」(cap rock)に包まれる。油砂層の孔率、浸透性は石油礦床の生成期、乃至開發期間中に於て多少の變化は起り得るものではあるが、大體に於てその變化は小さく、之を無視するも大なる誤差は生じない。故に礦床に於ける可變性を有する要因は、瓦斯、原油及び水である。この可變要因のうち、原油及び水は比較的に非壓縮性である故、他から壓力を受けるほかには外界の物理的條件に變化の起らぬ限りは、それ自身では著しい壓力を發生しないものと見做される。

廣義のロッキー油田、ソ聯のグロズニ油田の如き所謂山麓油田に於ては、油田水は山地に其露頭を有する通水層に連續するものと考へられ、所謂水層壓(水井壓, artesian pressure)の状態にあるものであり、斯かる油田に於ては水壓が主要な作用を営む事は明かである。要するに其分布が廣く厚さも大なる砂層の一部に油層がある場合には、水層壓の影響を無視する事は出来ない。然し油層が閉合してレンズ狀をなす場合の如きは水層壓は存在せず、油層壓は瓦斯壓で代表されるものである。

瓦斯は何れの油層にも之を伴ふけれども、その量は油田によつて一様でない。上記のグロズニ油田の瓦斯・石油比は原油1樽につき95~140立方

呎の低率であるが、後章に述べる各地油田の瓦斯・原油率の比率の比較によつて知られる如く、北米の Salt creek 油田では 1 樽につき 1,620 立方呎 (1924 年迄) に上り、實驗的には同じく 200 立方呎 (壓力 1,000 封度, Heroy) 程度の結果も報告されて居る。瓦斯のうちメタンは油田の壓力溫度の範圍では非壓縮性である故、常に瓦斯として存在する譯であるが、エタンは油層壓の範圍内で液化 (666 lb/sq. in. 96°F) し、プロペン、ブエテン、ペンテン、ヘクセン等も深層油田ではその臨界溫度に達する。斯かる瓦斯は原油中に溶解し、或は氣泡狀に懸垂し、或は遊離の状態で存在するものであるが、原油及び瓦斯が各種の炭化水素の複雑な混合物である關係上、溫

第 參 表 二三の炭化水素の臨界壓

	臨界溫度 C°	臨界壓 (氣壓)	常壓に於 ける沸點	測 定 者
CH ₄	-73.5	56.8	—	Wroblewski
„	-99.5	50.0	—	Dewar
„	-81.8	54.9	-164	Olszewski
C ₂ H ₆	+35.0	45.2	—	Dewar
C ₅ H ₁₂ (i)	194.8	—	31	Pawlewski
C ₆ H ₁₄ (n)	250.3	—	63	„
C ₂ H ₄	10.1	51	—	Dewar
„	9.2	—	—	Bleekrode
„	9.3	38	—	Van der Waals
„	—	—	103	Wroblewski
C ₃ H ₆	9.3	—	—	Nadejdine
C ₄ H ₈ (i)	150.7	—	-6	„
C ₆ H ₆	291.7	60.5	—	Ramsay
„	280.6	49.5	80.36	Sajoschewski

度、壓力と部分壓の關係が複雑であり、壓力が比較的低い場合を除き Dalton の法則に従はず、既に 120~200 氣壓 (即ち標準壓の場合、深度 1,200~2,000 m) に達すれば相當の誤差を生ずるものである。

瓦斯は油田に於ける重要な活性要因であり、油田開發にはその利用調整を重點とすべきは勿論であるが、要するに原油 (及び水、但し無水炭酸のほかは原油に比し可溶度は低率) に對する可溶性及び壓縮性がその壓力の原

因となるものである。而して可溶性も壓縮性も外圍からの壓力に比例するものである故、この壓力は油層の外殻、即ち冠層の強度、上層の壓力と平衡状態にある譯である。即ちこの状態はポンプ内に貯へられた瓦斯と同様である。

例へば水素、酸素等が壓縮されてポンプ内に貯へられる場合、これらの瓦斯は豫め壓縮された後ポンプ内に入れられ、その壓力が保存されて居るのであり、瓦斯を放出するに従つて其壓力を減ずるものである。石油層の壓力も、瓦斯が他よりの壓力を受けない以上、その壓力を保ち得ない事は明かである。即ち油層壓の少くとも一部は瓦斯壓に原因するものであるけれども、更にこの瓦斯壓の原因を検討すべきあり、從來の研究に於てこの點が全く閑却され來つた事は注意すべきである。

油田生成経過と油層壓 油層壓は即ち礦床壓であり、石油礦床の生成機巧と密接なる關係を有することは云ふ迄もない。石油礦床生成の機巧は、(1) 油田の地層が最初の海底に堆積してより、上層の堆積による下部地層の壓縮硬化、(2) 造山現象による油田構造の生成、(3) 侵蝕、削平作用をうけて現在に至る迄の油田の生成過程と並行的な關係を有するものである。次にこれらの關係を表示すれば、

石油生成過程

- | | | |
|---|--------------------------|-------------------------------|
| (1) 地層堆積、地層壓縮、脱膠
(Compaction) (degelincatin) | (2) 造山作用、地層褶曲
油田構造の生成 | (3) 侵蝕、削平による地層風化
地下水の浸透、減壓 |
|---|--------------------------|-------------------------------|

石油生成過程

- | | | |
|---|--|-------------------------------------|
| 生化學的變化、瀝青化作用
石油の集中移動、初次石油礦床
primary migration,
primary oil bed | 石油變質、石油の集中移動 (壓力移動)
石油礦床の生成
immigration, "Druck-migration" | 石油礦床の逸散移動 (emigration)
現在の石油殘存礦床 |
|---|--|-------------------------------------|

油層溫度

- | | | |
|------------|----------|-------|
| 漸次上昇 (一般的) | 局部的上昇及下降 | 一般的下降 |
|------------|----------|-------|

油層壓力

- | | | |
|-------------------------|-------------------------------|--|
| 一般的増加 (static pressure) | 差別的増加 (differential pressure) | 靜水壓は一般的減少 (hydrostatic pressure)
動水壓は局部的増加 (hydraulic pressure) |
|-------------------------|-------------------------------|--|

即ち油層壓の由來は、從來英米學者の所論と異り、石油生成、油田生成の初著梯に始まり、恐らく造山作用期に至りて最高壓に達し、現在に於てはその減退期にあり、その保存狀態の如何により或は高壓、或は低壓油田となるものである。上述の油層壓と深度關係の不規則性の如きも斯くして始めて理解し得る事となる。これに就ては再言する所があらう。

天然の石油は $100^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{C}$ の低溫に於て生成されたと云ふ著者等の主張は近年一般的に承認されるに至つた。石油の大部の生成は上表の第Ⅰ期に終るものに至つたものである。

最初海底に於て有機無機の膠狀沈澱、著者の所謂「吸着石鹼」を含む石油母層が生成される。堆積の進行に従ひ、この石油母層はその上層の重量による壓力の増加に伴ひ、其無機質膠狀態の結晶化作用（脫水、脫膠作用、dehydration, degelification）と「吸着石鹼」の解合が起り、これと吸着せる有機膠狀物は石油及び瓦斯となる¹⁾。米國の學者はこの期の變化を壓縮（compaction）と呼び、單に地層がその上層の重量により脫水硬化される點のみにつき論述して居る。然し實はこの地層壓縮期には重要な岩石學的變化が起るものである。

斯くして生成された瓦斯、石油は、所謂粘土の吸着及び吸收水分の一部と共に其母層の壓縮に伴ひ壓滲されて多孔性なる砂層に移動し、こゝに著者の所謂「初次油層」を生ずる。然るに地層斜帶は地殼の弱帶であり、その地層堆積に伴ふて造山作用が起り、地層の褶曲を生ずる。

この褶曲期に於ては地層は水平方向の壓力をうけて多少波狀に褶曲し、初次油層の石油及び瓦斯は構造上の高所に向つて移動集中を生ずるのみならず、著者等の所謂壓力移動（Druckmigration）を伴ふものである。蓋し地層壓縮期の壓力は主として上層の重量によるものであり、その壓力は垂直方向（上より下に）であり、初成石油の移動も主として垂直的（下より上に）である。褶曲壓は「水平」方向に起り、石油の再移動もこの方向に起

1) 高橋、石油礦床の成因（岩波講座）

る。これが米國學者の多數によつて主張される石油の水平移動説 (lateral migration) である。然し褶曲は地層の彎曲現象であり、それが迂り (shear) による場合にも物質流動 (material flow) による場合にも、地層又は累層の中性面 (neutral surface) を境として壓縮帶と伸長帶とを生じ、壓力裂隙を通ずる瓦斯、石油の垂直移動 (Spalten migration, Druck migration) を生ずる¹⁾、のみならず、推し被せの衝動を伴ふ場合には背斜の變形を起して油層の再配置を生ずるものである。

造山作用により地向斜帶に堆積した地層が褶曲隆昇して陸地となれば、今迄とは正反對の作用が起り、風化、侵蝕、削平により油田地塊の溫度壓力は低減する方向に變化し、造岩礦物は容積を増し比重が小となる傾向に進む。油田壓力も造山期に於て其頂點に達し、侵蝕期に於ては低下の方向に進む譯である。即ち油層の瓦斯、石油は斯くして粗鬆となつた地層中に擴散し、またその裂隙を通じて地表に達する。瓦斯、石油の地表兆候は、要するにこの期に於ける低壓部への移動、即ち散逸移動 (emigration) に外ならぬものである。

現在の石油礦床は要するに斯様な散逸移動の殘物であり、その周圍の不滲透性地層、即ち冠層の状態によりては其大部の壓力を失ひて低壓油砂層となり、反對に油層よりの散逸移動が比較的完全に防止される場合には高壓油層となるものである。斯くして油層深度と壓力の關係の不規則性は説明が可能となる。

現在の陸地を構成する地層は、普通の油田の深度の範圍では深度による孔率の減退は顯著でなく、これらの孔隙は理論的には水によつて充されるものと見做すことが出来る。勿論局部的には相當深度の砂層が乾燥状態にある例も少ないが、陸地々塊を全般的に觀れば、大洋底の平均深度附近 (—4000m) までは水圈に屬し、地下水 (廣義の) 存在地帶に相當する。勿論

1) 高橋、油田褶曲の作圖範式、本誌九卷二、三號 (昭和十二年二、三月) 油田褶曲には垂直の差別運動を伴ふて diapyr 褶曲をも生ずる。

地層内の水は其移動困難であり、其移動速度も小であり、地層の性狀により、其飽和状態にある部分より殆ど無水状態に至る各種の状態が局部的に分布し、決して一様に地下水の分布を見るものではない。然し地層空隙に存する流體の壓力は、大體に於て水壓に近づく事は當然である。斯く油層壓は、その深度に相當する靜水壓と平衡状態となる事が其環境に對し最も安定な状態である故、大多數の油田の油層壓が靜水壓に近い値を取るに至るものである。而して油層が多少浸透性に富む地層又は裂隙を以て地表に通ずる場合には、瓦斯、石油の散逸移動が起り、低壓油層となるを免れない。

要するに石油層の冠層、即ち不浸透性地層の浸透性は比較的な値を有するに留まり、單に浸透速度が小であると云ふに過ぎない。著者の經驗によれば、深度 600m 内外に油層の存在する場合、必ず地表に石油兆候を作ふものである。これは、普通の油層壓の範圍に於て、また普通油田の地層の性狀の程度に於て、この深度が石油の散逸移動の極限と思惟されるためである。

地層壓縮による油層壓 油田の發祥地帯に相當する地向斜帶 (geosyncline), 例へば現在亞細亞の東部乃至南部に發達する大陸縁海 (epicontinental seas) の如き地帯に地層が堆積する場合、その上層の堆積の進行に伴ふて下層は重力的な壓縮作用をうける。これが米國地質學者によつて壓縮現象 (compaction) と呼ばれるものである。

地層壓縮の現象は、前述の如く石油の生成、その移動集中、即ち石油礦床の生成上、重要なる關係を有するが爲めに、これらの觀點から或は粘土其他の壓縮實驗、或は油田地層の比重 (重量容積比)、孔率の測定結果に基いて多くの研究が發表されて居る。

上層の重量と地層岩石の密度の關係は一般に對數曲線で示し得られる¹⁾。

$$D = B + A (1 - e^{-bx}) \dots \dots \dots (1)$$

D: 深度 x に埋沒された泥岩の密度 B: 地表粘土の密度 (I.4)

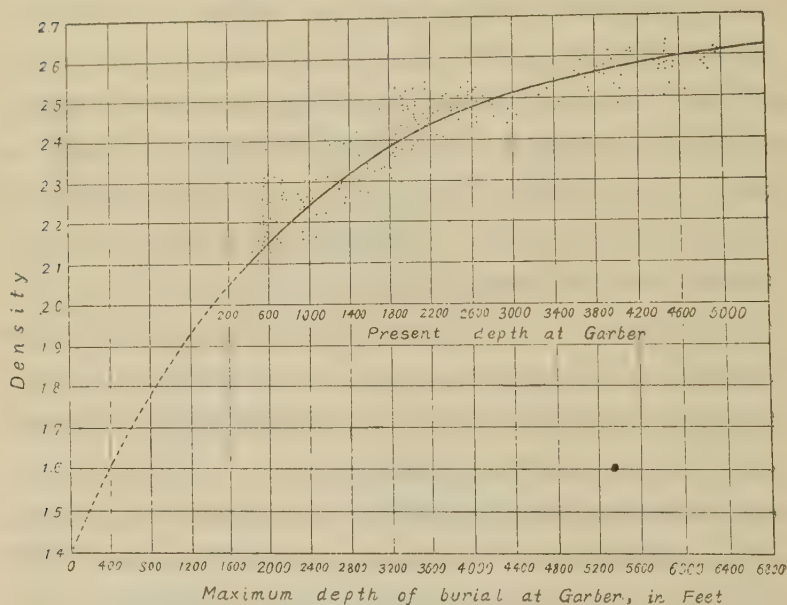
A: 埋沒壓縮により増加し得べき密度増加の最大限度 (I.3)

1) Athy, L. F.: Amer. Assoc. Petrol., Bull, 14, 1, 1930.

b: 常數 x: 深度

勿論同一深度の泥岩が常に同一密度を示す譯ではない故、上式の D はその平均値の近似値である。また埋没深度は必ずしも現在の地表からの深度を意味するものでなく、侵蝕により削平された厚さの推定値も加はるものである。要は地表に於ける比重 1.4 内外の粘土は地下 2000m 内外では比重 2.6 内外に達する筈である(石灰質、珪酸質のフタニットを除く)(第壹圖)。

第 壹 圖 地層の深度・密度曲線



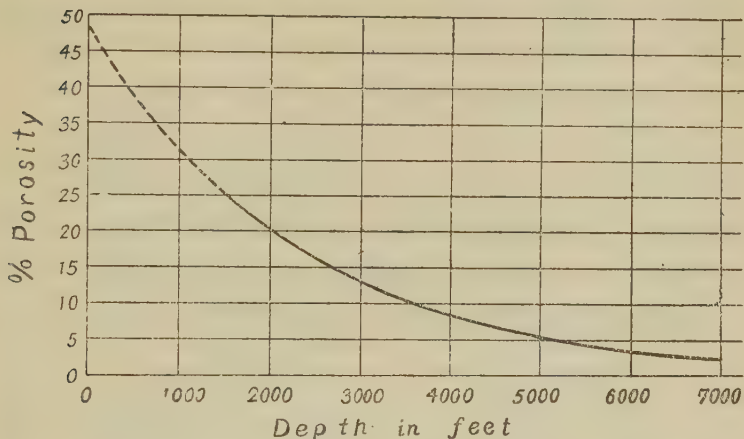
横軸：地層深度(1割度=400呎) 中央の横線は現在、深度、下底は地層消滅以前の最大深度

縦軸：比重(1割度=0.1) (L.F. Athy: Garber, Okl.)

斯様な壓縮により粘土岩よりは水分が失はれ、孔率も減少する。例へば比重 1.4、孔率 48% の粘土岩は、凡そ 2,000m の深度に於ては容積 46% を失ふ割合である。埋没深度と壓縮率(減容百分比)の關係は、次式で示さ

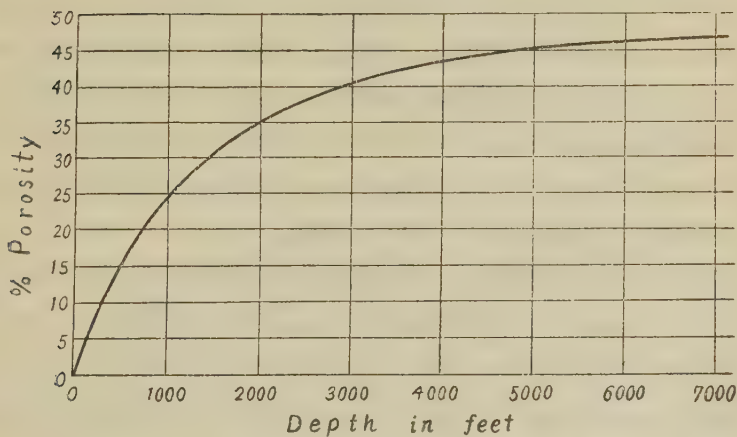
れる(第參圖)。

第 貳 圖 地層の深度・孔率曲線



横軸：深度(區劃1000呎) 縦軸：孔率%(Athy)

第 參 圖 地層の深度・壓縮度曲線



横軸：深度(區劃1,000呎) 縦軸：壓縮度(容積%)

$$C = 1 - \frac{B}{B + A(1 - e^{-bx})} = 1 - \frac{B}{D} \dots\dots\dots (2)$$

C: 壓縮率 %, 其他は前式と同じ。

次に深度と孔率の關係は (2) 式よりも求め得られるが、深度 x なる粘土岩の孔率 P は、地表粘土岩の平均孔率を p とすれば (第貳圖)。

$$P = p(e^{-bx}) \dots\dots\dots (3)$$

勿論上の結果は、北米オクラホマ、カンサス油田の如く、地層が著しき造山作用を受けず、主として上層の重力による壓縮作用を受けた場合に適用さるべきであり、且つ上の常數は上記の油田に於てさへ異なるものである。各油田によつて異なる常數 C は¹⁾、次の双曲線式で示される。

$$(D+B) \frac{P}{100-P} = C \quad \therefore \quad P = \frac{100C}{D+B+C}$$

但し D : 現在深度 B : 侵蝕深度 P : 孔率、而して B は D_1, D_2 なる深度の岩石の測定

$$\text{孔率, } P_1 P_2 \text{ より } B = \frac{P_2 D_2 (100 - P_1) - P_1 D_1 (100 - P_2)}{100(P_1 - P_2)}$$

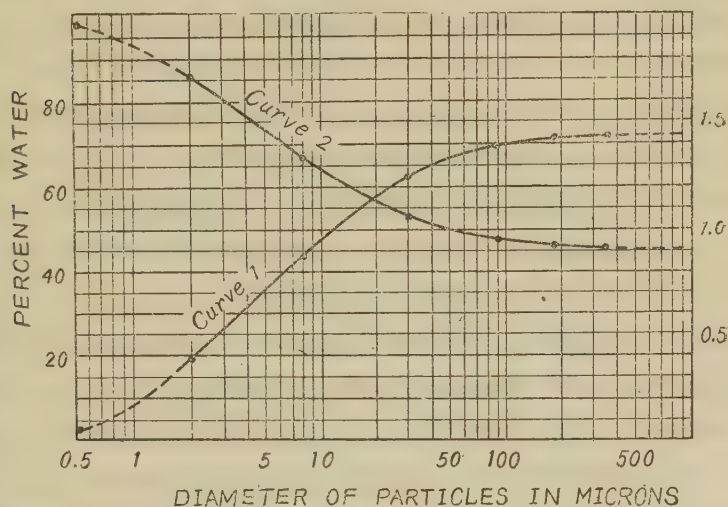
以上の如く、粘土岩は上層の堆積の進行に伴ひ、其中に含まるゝ流體は次第に排除され、容積を減じ密度を増加する。其結果粘土岩には脱膠作用が起つて水と石油原質は膠狀吸着せる礦物質と分離して液體及び瓦斯體となつて周圍の多孔性地層に移り、粘土岩中には吸着的に安定なる瀝青分(重合瀝青、所謂油田)を残すのみとなるのである。勿論、岩石の最初の含水度はその組織によつて異なるものである (第四圖)。

石油母層たる粘土岩は斯くして其流體を失ふと同時に、次第に不浸透性となるが、之と互層する砂層は壓縮率が無視し得べき程度に小である故、その孔隙内部の壓力は、假令水で充たるゝ場合に於ても粘土岩のそれよりも甚だ低位である。即ち石油母岩たる粘土岩の流體は、その排除に際し粘土岩の受ける岩壓の一部が傳へられる譯である。

1) Rubey, W. W., Amer. Assoc. Petrol. Geol. II, 1927.

斯く壓縮作用により石油母岩より壓滲された流體の最初の壓力は、その極限に於ては眞の岩壓に相當する。而して其流體の移動せる砂層が完全に不滲透性地層で圍まれる場合には、この岩壓が其儘保存される譯であるが、

第 四 圖 岩石組織と含水量



横軸：岩石組成礦物の直径（ミクロン單位）

縱軸：含水量（左，%）及び密度（右）

曲線 1 は岩石の粒度と密度（容積重量比）の關係

同 2 は粒度による最初の含水量（%）（P.D.Trask）

第 四 表 岩石組織と含水量

	粒度（徑，μ）	重量容積比（R）	含水量（W）
砂	250~500	1.43	45
岩粉	125~250	1.42	45.4
粉	64~125	1.38	46.9
粘	16~64	1.26	51.6
土	4~16	0.88	66.2
粘	1~4	0.37	85.8
土	0~1	0.046	98.2

$$W = (1 - R/D) \times 100 \quad D = \text{眞比重 (2.6)}$$

實際に於ては砂層が完全に不滲透性の外圍を有する事はなく、常に多少の漏洩 (leakage) を伴ふものである。油層壓の壓力はこの漏洩率の大小により支配されるものであり、互に接近せる油層にして壓力を異にするものを生ずる理由もここに存する。

地層壓縮の進行に伴ひ、地層の岩石の脱膠作用が進み、流體の逸出が次第に困難になる。然し地層岩石の脱膠作用が未だ完成するに至らずとも、岩壓は大體深度に比例する故、粘土層に包まれる砂層内の流體は相當の壓力を保つものである。北米テキサスの灣岸に位するグーズ・クリーク油田に於ては、地質は四紀更新乃至三紀漸新期に互り、油層深度は 1,000~4,000 呎であるが、油砂は硬結せざる粒砂でレンズ狀を呈して完全に粘土層に包まれ、その粘土層はなほ水分 30% を含んで居る¹⁾。

要するに堆積地層に於ける流體の壓力は、(1) 上層の重量による壓縮力に基づく壓力と、(2) 流體の散逸移動を妨げる不滲性の發達程度とによつて支配される。堆積進行の初期に於ては、この兩者は互に均衡を保ち乍ら進行するが、壓縮の進むに従ひ岩石は硬化して上層の壓力を自ら支へて下層に其儘傳達せぬ様になり、所謂迫持構造となつて上層の重量が其儘岩壓を示さぬ状態となる。従つて (1) は次第に其進行速度が小となり、岩層内の流體の壓力は主として散逸移動の大小によつて支配される事となる。結局に於て、現在の石油層の壓力の一部は其堆積期に於ける壓縮による壓力を反映するものであり、上層の總重量の最大なりし時代に於て最大に達し、現在は其後に起つた地層 剝削によつて減壓傾向にあるものであり、その減壓程度は周圍層の浸透性に支配されるものである。

地變による油層壓 地尙斜帶に堆積したる地層は、其上層の壓力によつて壓縮を受けるが、更に其地尙斜帶が造山作用を受けて地層の褶曲を生ずるに至れば、岩石はこれによつて變質をうける。即ち地層に於ける現在の壓力は、上層の重力による壓縮力のほかに、地殼の歪力状態をも反映するもの

1) Platt, W. E., Jhonson, D. W. Journ. Geol. 34, 577, 1926.

である。

この重力と歪力とが如何なる程度に現在油田の油層壓に反映されるかは、その油田の地質的經歷によつて定まるものである。例へば北米の中陸油田の如きは、地層褶曲の影響が輕微で、地層の傾斜角が1度の1/50と云ふ如き場合には主として重力的であり、本邦や南方油田の如き褶曲油田では、歪力が重要となる。

造山壓は反重力運動で一般に重力よりも遙かに大である。例へば印度パンジャブ油田の油井は¹⁾標準水壓よりも凡そ200氣壓も高い油層壓を示した。これは英國の學者により、muree層が現在の深度よりも2,000m下位にありし當時の重力壓を反映するものと説かれて居るが、附近に著しき等斜褶曲がある點より考ふれば、褶曲壓に原因する事は殆んど疑ひがない²⁾。

英米に於ては重力による壓縮説を主張する學者は多數であり、これによつて石油の油層への移動集中が説明されて居るが、造山壓による移動集中を主張する者は少い²⁾。之に對し獨乙系の油田研究者には石油の造山壓力による移動集中を主張するものが多く³⁾、著者もまた同様な見解を有するものである⁴⁾。

造山壓の作用する場合、背斜構造の中核部の地層は著しい壓縮をうけ、所謂中性面 (neutral surface) 以上の地層は伸張作用をうける。この際、中核部地層から壓滲された流體は、地層を縦貫する捩れの裂隙 (torsional fissure) より中性面を経て伸張帯に移動する。即ちこれが裂罅移動 (Spalten migration) である。これは實驗的にも證明が可能であり、また油田に於ける諸種の現象、例へば油層深度が夫々の褶曲につき略々一定する事實、油層に於ける集油帯と構造的高所との不一致、油層間に屢々石油を含まざる砂

1) Khaur 油田, Keep, C. E., Word, H. L. Journ. Inst. Petrol. Tech. 20, 990, 1934.

2) Illing, V. C. Sci. of Petrol. Vol. 1.

3) Graf-Crejei

4) 石油礦床の成因 (岩波講座), 油田褶曲の作圖範式 (前出)。

層の介在する事實等を説明することが出来る。

褶曲作用の結果、一般に粘土質の地層の脱膠作用は増進し、其際残留せる石油母質物は分離されて瓦斯及び液體となつて移動を生ずる。然し粘土岩の浸透性はこれに作ふて小となる故、石油は著しき壓力の下に多孔性地層に集中保存される筈である。若し油砂層の周囲の岩石に裂隙を生ずれば、原油は移動して散逸する結果、油砂層の壓力は次第に低壓となり、地表には石油兆候を分布する。粘土岩が強度に硬化し、而かも裂隙を生ぜぬ場合には高壓な油砂層が出来る。更に褶曲が數次反覆して起れば、油層の状態にもまた變化を生じ、現在の地層構造とは一致しない油層が出来る。また褶曲に際し、地層の可塑性が著しく雜多なる場合、中核部が抽出して diapyr 褶曲となり、石油層の分布状態も特殊な型を呈するに至る。岩鹽丘油田はその適例であるが、普通油田にも同様な現象が多い¹⁾。

一般に褶曲油田は其褶曲の程度の大なる程、壓力も強く、地層の變動も著しく、他方その隆昇も大であつて侵蝕の程度も激しく、石油礦床の保存は次第に困難となるのである。然し他方に於ては、その侵蝕の進んだ後にも著しき高壓の油層が残る例もある。これは地層の硬化が進み、不浸透性となるためである。

要するに造山作用は重力の如く一般的な壓力を地層に及ぼす譯ではなく、既に地層の可塑性が相當に差違を有するに至つてから作用する結果、その壓力は差別的(differential pressure)となるのみならず、褶曲の機巧上、伸張、壓縮の相反する作用が同一累層に起るために歪力の差別的分布を生ずる。斯様な差別壓のために地層内の流體が高壓部より低壓部に移動する現象は著者等の所謂「壓力移動」(Druck migration)であり、石油層の形成に重要な役目を有するものである。

以上の如く、油層壓は地層堆積に伴ふ重力、及び造山作用(褶曲)による差別的歪力を反映するものである。而して母層より石油が生成される時期

1) 大村一藏氏の胴切斷層の1原因となる例がある。

は、その重力的壓縮が或る程度に達したる後に起り、其後は造山作用期まで連続的に繼續し、同時に石油の變成作用（重合、縮合、解合、破壊乾餾等）も伴ふものである。

石油及び瓦斯の發生壓 地層を構造する岩石は、上述の重力的壓縮作用、及び地層褶曲の差別壓による作用によつて多少の變質を受ける。この變成作用に於ける造岩礦物はその容積を減じ比重を増加する方向に進む。勿論油田生成の範圍ではこの變成作用は分子的流動 (molecular flow) 乃至強度の再結晶作用の程度には達しない。蓋し油田岩石及び原油そのものゝ熱的性質を検すれば、石油の生成は數百氣壓、攝氏 150°C 以下の條件で行はれたものと信ぜられる故である¹⁾。

何れにせよ油田の岩石は其堆積後、容積を減じ比重を増加する方向に變化し來つたものであるが、その内に含まれる石油はこれと反對に膠狀乃至固體の原質から液狀乃至瓦斯狀に變質し、その容積を増し比重を減ずる方向に變化し來つたものである。壓力、溫度の同一な條件の下に、斯く正反對の方向の現象が進行することは石油礦床の特徴であり、而かもこれが石油生成の重要な機巧を成すものである¹⁾。

更に注意すべきは石油自身の變質現象である。原油はメタン系（パラフィン系）ナフテン系（アスファルト系）、芳香系の炭化水素類の混合物であるが、その安定度も上の順序に變化する。而して之等の原油は次第に不安定な組成より安定な組成に變化する傾向が明らかであり、結局に於ては極端の場合最も安定な最後の生成物たるメタン瓦斯と炭質物になる。メタンガソリン瓦斯のみを産し、其基底岩に固形炭化水素（石炭狀の）を残す臺灣油田はこの通例である。斯く油層内の原油は徐々に變質して瓦斯を分離するが故に、油層が不滲透性の地層内に保存される以上は其壓力は増大することとなる。

著者の方法による原油化學成分の研究結果は、メタン系原油は勿論、ナフ

1) 高橋、石油礦床の成因（岩波講座）。

テン系、芳香系、乃至これらの中間型の原油に於ても、それらの 120°C 以下の軽質分餾油の大部はメタン系の炭化水素より成ることを示し、最も安定なメタン系原油が原油變質の最後の階梯である事を示すものである¹⁾。メタン系原油とナフテン系原油とが同一油田に産するソ聯、ルーマニヤ、ボルネオ等の實例を見ても、常にメタン系原油の油層はナフテン系のそのの下位に存する。また米國の古生層油田では下部古生層程瓦斯が多くなる。バルトンは²⁾、メキシコ灣岸の原油を研究して、永年の堆積による深層の油層に於てはナフテン系原油よりパラフィン系(メタン系)原油への變成が行はれる事を認めた。

要するに石油、瓦斯の生成、その解合的變質(dissociation)或は天然乾餾の如き分子破壊の場合には壓力は増大する。然し石油の炭化水素の重合、縮合(polymerization, condensation)の場合には反對にその容積を減ずるが故に油層の減壓を來すべきである。然し後者が單獨に起る事は石油礦床の破壊を意味し、概ね前者と平衡的に行はるが故に、石油の變質は結局は油層の壓力を増大する傾向にあるものである。

然して石油の生成、その變質作用の起るのは、重力的な壓縮作用が相當程度に進行し、周圍の岩石が可成り硬結されて不滲透性となつた後が主である故、其壓力は局部的に上昇する譯である。殊に溫度の影響のある場合は油層壓は増加する筈である。

溫度の影響 油田に於ては屢々異常に大なる地下増溫率を示す事は周知に屬する。假りに深度 60m につき 1°C の増溫率の場合、3,000m の深度では 50°C の増溫率となり、密閉状態にある瓦斯は 20% の増壓を來す割合である。石油礦床の場合には、單なる液體と瓦斯の混合物では無く、瓦斯は石油の解合により絶えず生成され、且つ瓦斯は遊離の状態に存するほかに石

1) 高橋：石油礦床の成因。Quelques notions sur la genèse des gisements pétrolifères. Congr-Intern. Géol. appliqué, Paris 1932.

2) Barton, D. C. Problem of Petroleum Geology 1934.

油内に溶解して存在する。故に石油層に對する溫度の影響は、普通の密閉瓦斯の溫度變化に於ける物理法則により其の壓力を變化せしめるのみならず、瓦斯と石油の溶解平衡を變化せしめて遊離瓦斯量をまし、壓力を増加せしめる。

原油中に瓦斯の溶解量を増せば、原油の容積は著しく大となる。或る油田に於ては原油より瓦斯を放出せしめたる場合、36%の容積を減じた例がある。瓦斯・石油比¹⁾(gas oil ratio)は油田開發上重要な因子であるが、南方油田でも原油 1 Kilolitre に對し 200 m 程度のものは少くない。

原油中には容易に氣化する如き各種の炭化水素 (C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14} ……, C_6H_6 etc) が含まれて居る故、所謂分壓 (partial pressure) の影響が著しく、ダルトン法則のあてはまるのは比較的低壓の場合に限られ、150~200 氣壓の壓力では相當の誤差を生ずることは前述の通りである。

造山力による地質變動、火山岩の進入、乃至は放射能による熱的效果等も、油層壓に對し直接間接に影響を及ぼすものである。地質變動の直接的影響に就ては既に前項に略述した通りであり、その熱的影響は二次的である。火山岩進入の場合は、メキシコ、本邦等の比較的限制された特例に屬する故、こゝには省略する。また侵蝕によつて地層が剝削されると、地下溫度は徐々に低減し、上と反對の現象を生ずる。

地層の礦化と壓力 地層の堆積が進み、重力的壓縮作用が最大限に達して不滲透性となれば、油層は瓦斯、石油、水の容積、及び岩石孔度の有効容積の函數となり、その何れが變化する場合にも、油層壓の變化を生ずる。

砂岩に於ける孔率の變化は珪酸、炭酸石灰、鐵質物等による砂粒間隙の充填 (cementation)、鹹水中の鹽分の沈澱、石油中の石蠟分の析出等によるものであるが、此種の作用は特に地下水の流動著しき場合、油田開發後に於ける局部的減壓等の場合を除き顯著な影響を與へない。

1) 原油 1 キロリットルに對する瓦斯の容積立方メートルの數、英米では原油 1 bbl に對する瓦斯の立方呎の數。

深層の砂層内の水は、周囲の地層を構成する礦物、即ち粘土礦物（水性雲母、水性綠泥石、ペントナイト等）の形成、火山性硝子の加水作用等）に使用される¹⁾。これが往々「無水砂層を生ずる原因となるものである。蓋し地層を構成する膠狀分子は著者の所謂脱膠作用 (degelification) により其水分を失ふて結晶化する方向に進むと同時に、これと共存する結晶性分子は適當に水を吸収し膠狀化の方向に進み、與へられたる環境に於ける物理的條件に對し、最も安定なる形態を採るものであり、斯くして地層構成分子は物理的に均様化する傾向を有するものである。

斯様に油砂層内の水が周圍層に吸収される結果、その孔隙には石油、瓦斯が浸入する故、これによる減壓は一般には著しくないが、場合によつて異常な低壓油層をつくる例もあるものである。

削剝による減壓 既に述べた如く、凡ての油田は其地層の堆積、褶曲を終つて隆昇したる以後は、侵蝕削剝を受けて現在に至つたものである。地質時代的に最も若い油田も第三紀の生成である故、それ以後の長年月に亙つて侵蝕が行はれ來つたものであり、従つて削剝による影響は現在の油層壓を支配するものであると云ふべきである。

地盤の上昇に伴ふ削剝の結果を要略すれば、(1) 會つて油層の上部に堆積せる地層の一部又は大部を除去して其重荷を減じ、一般に油層壓を逆に減退せしめる事、(2) 地層の密度は逆に次第に小となり多孔性となり、(3) 地表水は地下に浸入して、バクテリア、及び硫酸鹽等を地下の深部に運び油質を變化せしめる事、(4) 褶曲其他の地變により生じたる裂隙は上の作用を助長する事、(5) 地下溫度を減退せしめる事等である。

實に現在の多くの油田に於ける油層壓が、略靜水壓に近いと云ふ事實は、上述の油田形成期に於て遞増され來つた油層壓に對し、削剝による累進的遞減効果と、その後續條件の如何によつて定められたものである。

1) 高橋、水成岩序説、高橋、造岩粘土礦物の三型、本誌二十五卷五、六號（昭和十五年五、六月）

水壓と油層壓 油層壓の原因を地下水壓に歸する説はオルトン (Ed. Orton, 1888) の始唱によると稱せられ、その理論が簡單にして明瞭なるがために多くの追従者があり、現在に於ても米國地質學者間には支持者が多く、これを以て凡ての石油礦床の生成を説明せんとする者さへも少くない。

然しこの説は油砂層がレンズ形を呈し其周圍が密閉状態である場合には全く適用が出来ない。また褶曲油田に於て油砂層が背斜の兩翼に於て尖縮し或は孔率を減ずる場合にも同様である。この型の油田に於ては、最初瓦斯及び原油が採取さるれば油層壓を失ひ、其跡に所謂端水 (edge-water) が浸入することなく、油層の壓力が主として瓦斯壓に依存することを示すものである。

然し油砂層の厚さ及び水平的な廣がりの大なる場合、殊にその砂層の一部が地形的の高所に露出する場合に於ては、砂層は一種の連通管の役目を成し、その露頭と石油層との間の高低落差 (head) に相當する水壓が作用することになる。即ち「掘り抜き」井戸 (artesian well) の原理と同様である。

斯様な油田に於ては、瓦斯の大部が採取又は放出された後に於ても油層壓は低下せず、水が油層内に浸入して殘油を油井に運搬する作用を営む。ペンシルヴァニアの Bradford 油田の如きは、この原理に基いて所謂汎水採油法 (waterflooding) を實施した點で名高い。またメキシコの或る油田に於ては、瓦斯、石油が採取された後、速かに端水が、浸入して全層を満す實例がある。然し多くの油田に於てはその開發中、端水の浸入を見るけれども一般にその速度は小であり、その運動範圍は油・水の界面附近に限られる。また多くの油田に於て其油層壓が急減するのは、概ね處理方法宜しきを得ない爲ではあるが、然し油層壓は假令水壓が最初存在する場合にも、結局は減退するものである。斯く油層壓の原因を水壓のみに歸する事は不合理であり、また近接油層の壓力が甚しく異なる實例の如きはこの水壓説では説明が出来ない。要するに油田に於ける端水の近迫 (encroachment) の間

題は、原因結果を逆倒せる米國學者の主張を示すものである。即ち油井に端水の近迫するは、瓦斯壓が失はれた爲めであり、水壓が瓦斯を壓迫して油層壓を生じたと云ふよりも、瓦斯壓により壓迫された水が瓦斯の失はれるに及びて油井附近に移動し來る場合が多いのである。

然し北米のロッキー油田、ソ聯コーカサス山脈北斜面のグロズヌイ油田の如き所謂山麓油田に於ては、相當の水壓を示す例がある。後者に於ては¹⁾、油砂の厚さは 175 呎で平均孔率は地下に於ては 25% 内外である。その砂粒の粒度は 3~8mm で粗砂状態の孔率は 35~46% である。原油比重は 0.851~0.764 で瓦斯量は少く、その瓦斯・石油比は 1 bbl に對し 95~140 立方呎である。この油田の油井の 64% は自噴井であり、その原動力は水壓であると稱せられて居る。而して石油採取後には水は速かに近迫するけれども、その水はポンプによらざれば流出しない。油田水は其壓縮性も瓦斯の溶解能力も比較的輕微であるが、CO₂ 瓦斯のある場合にはこれを溶解して相當の壓力を保持する事は注意すべきである。この事は未だ世界の石油地質家によつて論ぜられた例がない。

要するに或る種の油田、特に山麓油田に於ては多少高き水壓の存在する事は否定し難い。また油層の水は共存する石油、瓦斯と同様な壓力状態に存在し、而かも砂層内に於ては瓦斯の移動は比較的容易なるに比し、水の移動は困難である。故に瓦斯の採取された跡には水が徐々に浸入する。端水近迫は油田開發上の難問題であり、其處理宜しきを失へば油田を荒廢せしめる原因となり、他方に於ては油田開發に對して水壓利用も企てられろに至つた。勿論大規模な砂層が褶曲し、その露頭が高所に露出することが確實に實證される場合には、水壓の存在を拒むべき理由はない。然し實際に於てこれを證明することは困難である。而して「掘り抜き井戸」型の地下水層は、油田に於ては油田形成の最後の段階、即ち油田の侵蝕、剝削期に現はれる現象である。米國地質學者間に支持者の多い石油の長距離水平移動

1) Lindtrop, N. T., Nikolaeff, V. M. Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull. 13-7 1929.

説 (long distance lateral migration) の如きは、この水力移動説の變形に外ならぬものであるが、若しこの説を認むる場合、石油礦床の生成、即ち原油の移動集中は油田形成の最後の段階に於て (即ち第四紀以後) 成就したと云ふ矛盾を生ずる¹⁾。

以上を要するに油層壓の原因は、石油礦床の生成作用と密接な關係を有し、地層堆積による重力的壓縮 (gravitational compaction)、造山作用による褶曲壓、石油の生成變質に於て生成する瓦斯壓、周囲の地層及び油砂層の岩石的變質作用による不侵透性の發達等によつて與へられ、更に油田侵蝕期に起る石油礦床の漏洩現象、地下水の逆侵によつて現状の如く調整され來つたものである。油層壓が大體に於て靜水壓に近く、而かも著しき異常狀態も共存する事實は、上述の如き考察によつてのみ説明し得られるものである。

1) 米國地質學者の大多數は、石油礦床の生成期を重力的壓縮以後、褶曲期に於て完成するものと認めて居る。

平安南道永柔燐山燐灰石礦床調査概報 (II)

Apatite deposits of the Eijû mine, Korea (II)

理學博士 渡邊萬次郎 (M. Watanabé)

德應礦床群

漁波驛南方德應山 (231m) の北斜面に分布するもので、漁波驛の東南約半軒にあり、これまた上部は雲母片岩、片麻岩等の風化によつて生じた赤褐色土狀の部分に網狀に貫ぬく赤粘土に伴ひ、その内部一様に分布する燐灰石の細粒から成り、土礦として採掘せられるが、下底に石灰岩を伴ひ、その一部分は燐灰石の集合と化し、一部はこれと磁鐵礦の集合、即ち鐵燐礦を成すが、その大部分は燐灰石を疎らに有する石灰岩、即ち含燐石灰岩を成す

に過ぎず、その採掘を中止せられる。

長財礦床群

漁波驛から、田圃を隔てた東北方の丘陵に在り、東から順に曙坑、中坑、驛向ひ坑、古寺坑等の礦床から成る。

曙坑は上部に於ては二條に分れ、下部に於ては一條に合するほど垂直の斷層に沿つて、烈しく風化した片麻岩、角閃岩等の中に分布する磷灰石を土礦の状態で採掘する部分で、これまたその西部下底には、含磷石灰岩を伴なつてゐる。

驛向ひ坑また同様に、層向 $N 60^{\circ}W$ 、傾斜 $50^{\circ}N$ なる層狀を成し、雲母片岩と片麻岩との間に挟まつた石灰岩の露頭部で、磷灰石の細粒に富む赤褐色土礦を採掘してゐる。

古寺坑また $N 50^{\circ}W$ の層向を以て $NE 70^{\circ}$ に急斜する雲母片岩、綠泥片岩、貫入片麻岩の累層中、石灰岩のレンズ狀薄層を挟んだ部分にそつて、二條に分れて發達する礦體で、延長凡そ 150 米に達し、これまたその酸化帯のみ有利に採掘せられてゐる。

留聖礦床群

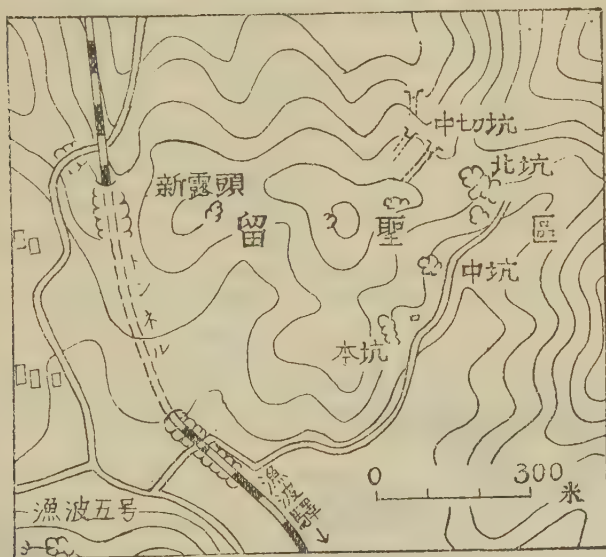
漁波驛の北方、留聖山西南方の丘陵に分布するもので、その東南側、北側及び西側に、それぞれ別種の礦床を見る。(第五圖)

東南側のものは南から順に本坑、中坑、北坑に分れ、本坑礦床の上部はこれまた赤褐色土狀を成すが、下部は石灰岩を主とし、これに多量の磷灰石を礦染し、含磷石灰岩を成し、或る部分ではその間隙を更に磁鐵礦で交代し、謂はゆる鐵磷礦を成す。但しこゝでは磁鐵礦の代りに、磁硫鐵礦を以て磷灰石の間隙を充たし、或はその裂罅を貫ぬく場合一層多く、この外稀に黃銅礦をも隨伴する。

中坑及び北坑もまたこれに類し、一部は磷灰石及び磁鐵礦を主とする塊狀を成すが、大部は層理なほ明かな雲母片岩の風化帶を不規則網狀乃至層狀に貫ぬく磷灰石の礦染帶を土礦として採掘してゐる。

北側に位するものはこれらと異なり、 $N50^{\circ}\sim 60^{\circ}E$ の方向に、貫入片麻岩中を略ぼ垂直に貫ぬく二條の明瞭なる礦脈を成し、その一條は厚さ平均1.5米、延長少くとも60米、他の一條はやゝ薄いが、共に主として磷灰石の結晶と、その間隙を充たす磁硫鐵礦から成り、前者は直径10糎、長さ20糎に達する場合有り、後者は地表近くに於ては黑色粉末狀に變化し、更に白色粉末

第 五 圖



狀の硫酸鐵を經、赤褐色の褐鐵礦に變つてゐる。すべてこれらの状態は、柳峠の一部に見られるものに類し、また一部分は吳洞礦床の一部に類する。

西側丘頂部に見られるものは、これに類して多量の雲母を隨伴し、磷灰石の比較的大きな結晶が、直径數糎に對する綠色雲母の大きな板狀集合中に包裹せられる場合あり、これに往々石英を伴ひ、その産狀から見て一種のペグマタイトと認められる。

礦 床 總 説

磷灰石の外観 以上の諸礦床から産出する磷灰石には、外觀種々のものを

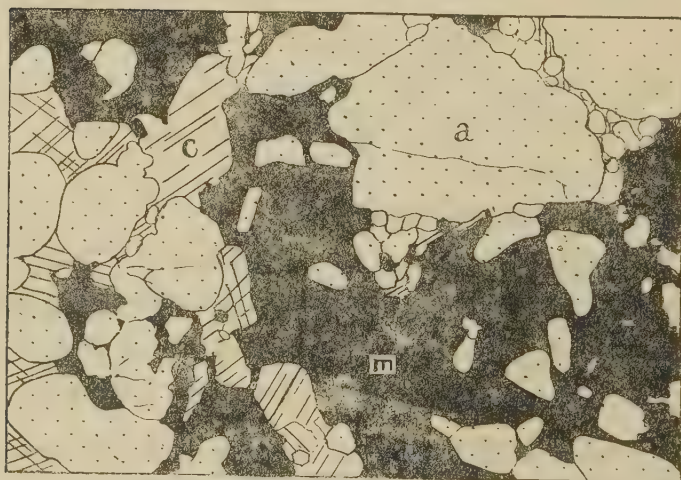
第 六 圖



“生磷礦”の顯微鏡的構造 (×20)

a 磷灰石 c 方解石 ch 綠泥石 q 石英

第 七 圖



“鐵磷礦”の顯微鏡的構造 (×6.6)

a 磷灰石 c 方解石 m 磁鐵礦

含み、その或るものは直徑僅かに3~4 耗の白色粒狀を成して産し、また或るものは直徑5 耗乃至1 糎内外、長さ1 糎乃至5 糎程度の白色柱狀を成して産する。かゝる場合に極めて屢々六方乃至その一方に扁平となつた自形を呈し、柱面の發達は顯著であるが、これに直角な裂理によつて、多數の横斷片に分れ、端面の明かな場合がない。

この外稀に淡青綠色の多少脂光ある燐灰石が、直徑4~5 糎乃至20 糎、長さ30 糎にも達する六角柱狀の結晶を成す場合があつて、六方錐形の端面を示すものがあり、その風化帯に産するものは、特に白色の外觀を有する。

礦石の型式別 前記種々なる燐灰石は主として次の産狀を有する。

第一型 粒狀乃至柱狀を成して、糖狀石岩中に散在し、往々地層に平行に配列する。礦山側で“含燐石灰岩”といふのはこの種のもので、時に多少の磁鐵礦を伴なふ。

第二型 粒狀乃至短柱狀燐灰石の集合を主とし、その間隙を淡綠灰色緻密の集合で膠結したもの、礦山側で“生燐礦”と稱するもので、これを薄片として觀察すれば(第六圖参照)、燐灰石は多少碎かれ、その間隙を充たす部分は主として重屈折の低い綠泥石と、不純物に富んだ石英から成り、稀に多少の黃鐵礦と石英を伴なふ。

第三型 粒狀乃至短柱狀の燐灰石と、その間隙を膠結する磁鐵礦から成る。礦山側の“鐵燐礦”が即ちこれで、これを薄片として觀察すれば(第七圖参照)、この外多少の方解石を伴なつてゐる。

第四型 粒狀乃至短柱狀の燐灰石と、その間隙を充たす磁硫鐵礦の集合から成る。これまた屢々磁鐵礦を伴ひ、磁硫鐵礦は燐灰石と磁鐵礦との集合を網狀に貫ぬく場合がある。留聖本坑にその例を見る。

第五型 殆んど全く燐灰石の集合から成り、これを“白燐礦”と稱する。

以上はすべて石灰岩層の一部を成し、その變質によつて生じたものと認められる。

第六型 雲母片岩の一部に燐灰石の細粒を散在するもの、これまた磁鐵

礦を伴ひ、これを鏡下に檢すれば(第八圖参照)、他に若干の方解石を伴ひ、かゝる部分は磷灰石が粗粒である。この種のもは前記の“含磷石灰岩”に對し、“含磷雲母片岩”と稱すべきもので、そのまゝでは、磷灰石の比率に乏しく、磷礦として利用し難い。

第 八 圖



含磷雲母片岩の顯微鏡的構造 (×66)

a 磷灰石 m 磁鐵礦 l 鐵雲母 c 方解石

第七型 赤褐色土狀乃至粘土狀の部分に磷灰石の細粒または柱狀集合を含むもの、礦山側で“土磷礦”と稱し、盛んに採掘して水で洗ひ、磷灰石のみを利用する。これは地表の産物で、その大部分は雲母の分解物を含み、第六型の風化に基づく産物であるが、時には全然これを含まず、第一或は第三型の風化物と思はれ、稀には褐色土狀物の代りに、黑色硫化鐵の粉末、または褐鐵礦を有し、第四型の風化成生物に屬する。

第八型 青綠色乃至白色磷灰石の巨晶(直徑3~30 厘)と、その間隙を充たす磁硫鐵礦、またはその風化成生物たる黑色硫化鐵乃至褐鐵礦とから成るもの、柳峠の一部、留聖中切坑等で明かに垂直脈狀を成すものである。

第九型 青綠色乃至白色磷灰石の巨晶狀集合と、綠色雲母の集合から成り、これに往々石英、方解石等を伴なふ。雲母は暗綠色板狀乃至片狀で、大森啓一博士によれば $\alpha=1.606$, $\gamma=1.661$, $2E=22^\circ$, 二軸負晶¹⁾で鐵雲母 (lepidomelane) に屬する。

第 九 圖



スカルン狀磷礦の顯微鏡的構造 ($\times 66$)
a 磷灰石 c 方解石 l 鐵雲母

この種の礦石は時に一見緻密な砂岩が火成岩の外觀を呈し、淡青綠色の地に無數の暗綠色斑點を有するに過ぎないが、破面は往々特殊の脂肪狀光澤を有し、且つ破面上六角形の輪廓を有する染色の部分と、その間を充たす暗綠色の部分から成る場合あり、かゝる部分を顯微鏡下に檢するに、(第九圖参照) 淡綠色の部分は全部磷灰石の巨晶から成り、暗綠色の部分は磷灰石の細粒と、多量の鐵雲母の集合から成り、その間隙には方解石を挾在する。

時にはこれらの磷灰石を主とする部分と、綠色雲母を主とする部分は互に複雑に貫ぬき合ひ、その一部分に方解石の糖狀集合を介在し、その外觀上

1) この測定には特に大森啓一博士を煩はした。ここに謹んで謝意を表する。

一種のスカルンに類し (第拾圖下圖), 糖狀石灰岩の一部を先づ磷灰石を以て交代し, その間隙を更に雲母の集合を以て交代したものと認められる。

第 拾 圖



スカルン狀礦石

a 磷灰石 c 方解石 m 鉞雲母 q 石英

かゝる場合に磷灰石の周圍には, 無數のジルコン狀細粒を生じ, これに接する雲母に多色圈を與へる。

時にはこの種の磷灰石の集合の一部を, 石英または石英及び雲母の粗粒集合で貫ぬき (第拾圖上圖), 稀にはこれに長石をも伴ひ, ペグマタイト狀構造を呈し, しかもこれまた方解石をも伴なつて, 極めて複雑な構造を呈する。

以上は主として烽山礦床群に屬する吳洞礦體の一部であるが, これと或程度類似のものは, 留聖西部新露頭のもので, 磷灰石の一部は雲母の板狀結晶に包裹せられ, 後者は更に石英と共に, 一種のペグマタイトを成し, 片麻岩中を脈狀に貫ぬく。

礦床の成因 以上を通觀するに, 本礦床の最大部分は雲母片岩中に介在する石灰岩のレンズ薄層, またその兩側に位する石灰質雲母片岩中に發達し,

その層理に従つて延長する場合が多い。しかも廣汎なる區域に亙り、石灰岩の存する所殆んど常に磷灰石を伴なつてゐる。これらの點から考察すれば、これらの石灰岩が元來磷酸石灰に富み、本礦床は單にその再結晶作用によつて生じたものとも認められる。

石灰岩が極めて屢々磷酸石灰を含むことは、既に周知の事實であり、熱帶地方の磷礦床の大部分も、地下水または海水中の磷酸分が石灰質の岩石または動植物の殘片に作用して生じたものと論ぜられ、その磷酸の源としては、鳥糞その他の動物質の分解物が重視される。本礦床の母岩は全然化石を含まず、地質時代は不明であるが、朝鮮各地に於ける他の岩層との比較上、始原代乃至原生代のものゝ如く、果して然らばその磷酸の源として動物質を假定するのは一考を要する。但し磷酸そのものは、炭酸ガスを含んだ水と磷灰石との作用によつて、地下水中に溶解せられ、従つてまた海水中に供給せられ、それが炭酸石灰に會せば、それらの一部を交代し、或は直接磷酸石灰として沈澱する¹⁾。それが再び炭酸ガス等の作用に會せば、炭酸石灰に比して溶け難いため、磷酸石灰の割合は高まる。この種の磷酸石灰の多くは、弗素或は鹽素に乏しく、その成分上磷灰石と異なるが、その或るものは更にそれらの物質と化合し、その成分上磷灰石に一致すること、これまた Carnot ²⁾ その他によつて早くから記された所である。

従つて、本礦床の少くとも一部は、磷酸石灰に富んだ石灰岩がそのまゝ變質したものとしても説明せられ得る。

しかしながら、本礦床を形成してゐる磷灰石の發達は、同一石灰岩層中でも部分によつて甚しく異なり、これに伴ふ磁鐵礦との割合また一層然りである。かくの如く、或る部分には特に多量の磷酸石灰が集中し、他の部分には多量の磷酸石灰と、酸化鐵との集中を見る原因に就いては、それらが元來かゝる分布を示してゐたと説明するだけで充分であらうか。この疑は磁

1) C. L. Reese, Am. J. Sci., **43**(1892), 402; R. W. Richard, G. R. Mansfield, U. S. Geol. Surv. Bull. **470**(1911), 371.

2) A. Carnot, Comp. Rend. **114**(1892), 1003.

鐵礦の代りに、磁硫鐵礦を極めて多量に伴なふ場合や、黃鐵礦を豊富に伴なふ場合に於て一層深く、それらの成分を成す硫黃をも、石灰岩の元來の成分と認むるには、なほ充分の考慮を要する。

特にこの種の磁硫鐵礦の或るものが、礦石中を不規則網狀脈をなして貫ぬくのみならず、燐灰石の結晶自身が、極めて屢々複雑なる脈狀を成して、雲母片岩の一部を貫ぬき、その層理とは無關係なる配列を示してゐる。これをそのまま原岩石の再結晶に基づくものと説明するのは困難である。

翻つて、本礦床の一部を見るに、留聖中切礦床の如く、明かに片麻岩中を貫ぬき、脈狀を成す部分あり。かゝる場合に燐灰石は特に大なる結晶を成し、その間隙を磁硫鐵礦或は雲母の集合で充たし、これに伴なふ鐵雲母また時に直径 5 糎を超える板狀を成し、これに往々石英をも伴ひ、その外觀上一種のペグマタイトに類する。吳洞礦床の一部またこれに類するが、こゝでは燐灰石の結晶の間に、屢々大形の雲母と共に、石灰岩の殘片と見られる部分を有し、むしろ一種のスカルンに類する。

この種の例は既に歐米各地にも知られ、例へばカナダの Kingston¹⁾ では、燐灰石、方解石、金雲母、輝石から成るペグマタイトが、片麻岩及び石灰岩中を貫ぬき、一部は岩脈、一部は接觸變成物を認められ²⁾、類似の燐灰石脈は、ノールウエーに於ても廣く知られる³⁾。リシヤ輝石 (spodumene) や amblygonite の巨晶で有名な米國 Black Hill の Etta 礦山でも、燐灰石はペグマタイトの一部に多量に集中する⁴⁾。燐灰石が多量の磁鐵礦と共に、岩漿最後の殘融體を成す例も、スウェーデンの Kiiruna 礦床⁵⁾ を始め、各地で知られる例である。

本燐灰石礦床に於ても、例へば留聖中切礦床に於けるが如く、燐灰石の巨

1) F. D. Adams, A. E. Barlow, Canada Geol. Surv. Mem. 6 (1910) 383.

2) W. Lindgren, Mineral Deposits. 1933, 764.

3) J. H. L. Vogt, Zeits. prakt. Geol. 1895, 367, 444, 465.

4) F. L. Hess, U. S. Geol. Surv. Bull. 380 (1909), 149.

5) O. Stützer, Zeit. prakt. Geol. 14 (1906), 65, 137;

晶が正規の礦脈狀を成すものは、一種のペグマタイト性礦脈と認むべく、吳洞礦床の一部の如く、燐灰石と雲母の巨晶が石灰岩中に不規則に分布するものは、この種の岩漿と石灰岩との反應による一種のスカルンと認むべく、その一部分が稀ではあるが石英、長石、雲母から成るペグマタイトに貫ぬかれるのは、その成生がむしろペグマタイト岩漿進入の初期に屬するを示してゐよう。烽山礦床、漁波礦床、その他に於ける鐵燐礦、生燐礦等の成生は、石灰岩中に始めから含まれた燐分による再結晶の產物としても説明し得やうが、鐵燐礦には屢々多量の磁硫鐵礦を隨伴し、生燐礦には黃鐵礦、綠泥石の若干を伴ふ點から見て、これまたその成分の少くとも一部分を、岩漿放散物に仰ぎ、燐灰石→磁鐵礦→磁硫鐵礦→黃鐵礦→綠泥石の順序に於て、熱氣並に熱水交代作用の結果生じたものと認む方が妥當であり、片岩中を網狀に貫ぬく燐灰石の礦染帶も、またこの際の產物であらう。最後にこれらの放散物の源は、これを廣大なる範圍に互つて、本地方の片岩類中に貫入した花崗質岩漿に求むべきであらう。

要 約

永柔燐礦床は花崗岩類によつて細かく貫入せられた雲母片岩及びそれに挟まる石灰岩中に發達する。

礦石は主として燐灰石で、これに多少の磁鐵礦、磁硫鐵礦、黃鐵礦、鐵雲母、綠泥石、方解石等の何れかを伴ひ、或はそれらの風化に基づく土狀物を伴ひ、それらによつて白燐礦、鐵燐礦、生燐礦、土燐礦等の諸種に分れる。

礦床の一部は明瞭なる脈狀を成して片麻岩を貫ぬき、一部は燐灰石鐵雲母質スカルンとして石灰岩を交代する。それらは共に燐灰石の巨晶に富み、礦質極めて優良である。

礦床の一部は白燐礦、鐵燐礦、生燐礦の形に於て石灰岩の一部に分布し、これまた熱氣性乃至熱水性交代作用の產物と認められる。白燐礦と生燐礦は礦石として重要であるが鐵燐礦は貯藏せられ、交代作用の不十分なる部

分は、含燐石灰岩として放置される。

礦床の一部は石灰質雲母片岩中を層狀乃至網狀に貫ぬく燐灰石の礦染帶から成り、その風化部は土燐礦として水洗淘汰の上利用される。

擧筆に當り、緒言に於て既に記した各位に對して重ねて深厚なる謝意を表し、また研究に要せる費用の一部分が、文部省科學研究費に屬することを明記する。

報國コバルト礦山産含コバルト砒鐵礦

Löllingite from the Hôkoku cobalt mine.

理學博士 渡 邊 萬次郎 (M. Watanabé)

報國コバルト礦山概況

位 置 本礦山は慶尙北道慶山郡押梁面に屬し、京釜本線 大邱驛の南方二つ目に當る慶山驛の南方に於て、同線の東側に連なる山地の北斜面に位する。

交 通 慶山驛より慈仁街道上東に約4軒の信川洞まで、慈仁行のバスを通ずる。本礦山事務所はこれより凡そ1軒の南方、坪山洞 (Hyô-zan-dô) の一部に在り、採礦所はその更に南方數百米の坪山洞の山間と、西方約1軒に位する巳洞 (Midô) の北斜面とに分れ、その間すべて自動車を通じ、慶山驛に20分、大邱驛に1時間以内で達せられ、交通極めて便利である。

運 搬 現在主として自動車によるが、巳洞坑口に近い製鍊所から、慶山選礦所及び同驛に向つて架空索道を建設中である。

地 形 本礦山は海拔約500米の栢柴山より東方に延びた連山の北斜面に在り、南にやゝ峻嶮な山地を負ひ、北は慈仁の平原に面する。礦床附近はやゝ廣濶な數個の谷に貫ぬかれ、斜面は主として花崗岩の分解した砂に被はれ、植林によつて僅かにその崩壊を防がれてゐるが、谷底はよく雨期の豪雨に洗はれ、新鮮なる岩石を露出する。

地 質 山頂及び山麓地帯は、層理極めて整然たる黑色乃至蒼灰色粘板岩の互層から成り、慶尙層上部、即ち恐らく白堊紀に屬する新羅統のものと見られ¹⁾、N70°~80°W の層向を以て、5°~20°南に向つて緩斜する。礦床附近は主として花崗岩から成り、これまた被侵入岩の層向に平行に、ほど東西に山腹に沿つて露出するが、例へば製鍊所西側等で、明かに前記の累層を貫ぬき、これに接觸變質を與へて、標式的のホルンフェルスに化してゐる。

礦 床 礦床は數個の礦脈から成り、その大部分は花崗岩の延長方向に直角に、ほど南北に同岩中を上下殆んど垂直に貫ぬき、坪山、巳洞、慶山の三群に分れる。坪山群中重要なのはⅠ號及びⅡ號脈で、特にⅠ號脈の南部は、その幅概ね30~40糎、品位また良好であるが、地表に近くその追跡困難となるため、斜坑を以て探究中である。巳洞群中本脈と稱せらるゝものは延長少くとも800米、上下少くとも100米に亙り、連綿として追跡し得るが、脈幅10乃至70糎、屢々分岐複合する。その西側にはⅡ號脈あり、またその上部露頭部には、ほど東西の高品位脈あり、キの字坑ではそれらが殆んど直交する。この外中生層中にも、多少の礦脈は認められるが、その發達が著るしくない。

南北脈はまた數個所で東西の方向の斷層に斷たれ、南端部ほど順に東に轉位するが、その距離數米に過ぎぬ。また礦脈の一部は玢岩脈に斷たれ、後者は時に礦脈を横切り、時に平行にこれを貫ぬき、その幅通常數十糎乃至1~2米に過ぎぬ。

從來この附近の玢岩數は、慶尙層上部即ち新羅統のものと認められ、花崗岩はそれより新しい佛國寺統のものとせられてゐるが、この關係はこの礦山では逆である。

採 掘 坪山通洞及び巳洞Ⅰ番乃至3番坑は、主要礦脈に沿つて延長既に數百米に達し、その間既に採掘したる礦石は、これを坑外に貯藏しあり、今後製鍊開始と共に、各坑道共一齊採掘の準備が成つてゐる。

1) 中村慶三郎、地學、54年(昭和17年)217.

製 鍊 手選によつて精礦及び廢石を分ち、片羽は慶山浮選場で處理し、塊精礦は反射爐で燒き、浮選精礦は廻轉爐で燒いた上、燒結爐によつて燒塊とし、燒粉はスタンプで團礦となし、それらはすべて骸炭及び石灰岩と共に熔礦爐に投じ、これよりコバルト砒鉍を得、またそれらの煙から、亞砒酸を得る計畫で、既に熔礦爐の試験をも終り、近く操業開始の運に至つてゐる。

沿 草 礦山側の記録によれば、大正 12 年既に坪山礦床の一部は金銀礦として發見せられ、朴春吉氏によつて春吉礦山として開發せられたが、大正 14 年休山の已むなきに至つた。その後現在の已洞礦脈が、砒礦として探掘せられ、その中にコバルトを含むことは、昭和 2 年朝鮮總督府燃料選礦研究所發行之選礦製鍊試驗報告第 I 回に記されてゐる。しかるにその後長く世人の注意を逸し、殆んど顧みられなかつたが、昭和 16 年初現礦主二宮泰三氏によつてコバルト礦床として買收せられ、急に各般の施設を試み、僅かに 1 ケ年内外で、今日の狀況に達するに至つた。

報國コバルト礦床の特質

母岩とその變化 本礦床は主として花崗岩中を貫ぬき、たゞ一部分中生層を貫ぬいてゐるが、そこでは急に勢力を減ずる。

本花崗岩は顯微鏡下に主として石英、微パース長石、斜長石、黑雲母、白雲母、角閃石、から成り、肉眼的には淡紅色中粒である。

但し礦脈の兩側では、殆ど常に綠色緻密となり、かゝる部分を薄片として檢すれば、黑雲母は主として綠泥石、角閃石は綠泥石と方解石または他の炭酸鹽の集合に變ずる外、長石もまた大部分綠泥石と炭酸鹽類礦物との集合に變じてゐる。即ち烈しい綠泥石化と、炭酸鹽化とは、本礦床母岩の變質の特相であるが、この變質が常に礦脈の兩側に沿つて、幅僅かに 1~數厘の狭い範圍に限られることも、本礦床の極めて特異な點である。但し礦脈の内部に捉へられた岩片は、屢々可なり大なるものもこの變質を免れない。

金屬礦物 本礦床開發の目的物たる金屬礦物の主なるものは、灰白色粒狀乃至柱狀を成して強く輝き、一見硫砒鐵礦に類する礦物であつて、コバル

ト及び砒素は主としてこの礦物に含有せられる。本礦物は嘗て硫砒鐵礦 (arsenopyrite) として記載されたが¹⁾、筆者のこれまでに試験した範圍に於ては、砒毒砂即ち砒鐵礦 (löllingite) と認められる。これに就ては項を改めて詳述する。

この外礦脈の一部には、黃銅礦の多少多量に含有せられる部分があり、黃鐵礦の少量を伴ふ部分もある。また稀には方鉛礦、閃亜鉛礦も認められ、輝水鉛礦を僅かに伴ふ例もあるが、何れも特に利用するに足らぬ。

また礦脈の一部には、赤鐵礦の塊狀或は脈狀を成す部分がある。

この外礦床の露頭部には、多量の褐鐵礦と共に、コバルト華の認めらる所があり、金は分析の結果によれば、相當多量に含まれて居るが、銀は金より遙かに少なく、一般に、前記の砒鐵礦が多い部分は、金の品位も高いのが常である。

主なる脈石 本礦床の更に一つの特色は、その脈石の最大部分が種々の炭酸鹽類であつて、珪酸または珪酸鹽類に乏しいことである。

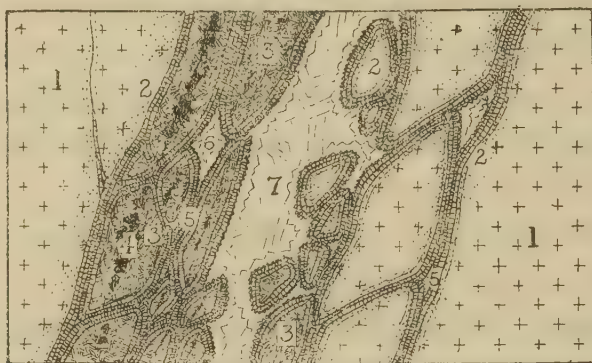
この炭酸鹽類にも、更に數種の區別がある。その第一は白色乃至微紅色で、大なる結品の集合を成し、礦脈最後の充填物を成すものである。これは冷たい稀鹽酸でも極めて活潑に泡沸し、一見普通の方解石のやうであるが、小さな破片も不透明で、その鹽酸溶液中に長く置けば、表面に褐色の被膜を生じ、また溶液をアンモニヤ水で中和すれば、微量の酸化鐵を分離し、これを濾過して磷酸アンモニヤを加へれば、容易に磷酸マグネシウムの白濁を生じ、更に濾過して炭酸曹達を加へれば、炭酸石灰の一層濃厚なる白濁を生ずる。即ちその成分上、 $\text{Ca} \geq \text{Mg} > \text{Fe}$ で、白雲石質方解石 (dolomitic calcite) と認められる。但しそのうち微紅色のものは、多少の滿俺を含有し、滿俺方解石 (manganiferrous calcite) であり、また少しく黄色味を帶

1) 中村慶三郎、地學 54 (昭 17) 214。但し同氏は同報文中、既に本礦物を砒鐵礦 (?) と疑はれ、その後 (地學, 44, 439) 更に本礦山に硫砒鐵礦と砒鐵礦とを共に産し、後者が却つて多かるべきことを記されてゐる。

び、風化面上明かに黄褐色を呈するものは、マグネシウムの外鉄を含み、菱鉄礦質方解石 (sideritic calcite) と認められる。

次に灰白色乃至淡褐色で、砒鐵礦等と共に塊狀を成し、風化面上一層著るしく褐色を呈するものあり、通常菱面體の細品、或は緻密の集合を成し、これは冷たい稀鹽酸では微かに泡を發するに過ぎぬが、熱鹽酸には盛に溶け、アシモニヤ水を加へれば、濃綠色の沈澱を生じて、その表面から次第に赤褐

第 壹 圖



報圖コバルト礦脈構造圖

- 1 花崗岩 2 熱水變質花崗岩 3 菱苦土鐵礦 4 含コバルト砒鐵礦
5 菱苦土礦質菱苦土鐵礦 6 石 英 7 白雲石質方解石

色に變じ、多量の鐵の存在を示す。これを濾過して磷酸アンモニヤを加へれば、磷酸マグネシヤの濃白濁を生ずるが、更に濾過して炭酸曹達を加へても、炭酸石灰の白濁を生ぜず、その成分上菱苦土鐵礦 (breunerite) と認められる。砒鐵礦等と集合するのは主としてこれである。

最後に暗紫灰狀で、屢々細かい層狀を成し、前記の集合或は母岩の破片を被覆するものがあり、前者に比して遙かに暗色を呈するが、試験の結果はこれに類し、これより一層溶け易い。即ちこれも一種の菱苦土鐵礦 (breunerite) で、菱苦土礦 (magnesite) に近いものと認められ、以下假に暗灰色菱苦土鐵礦と記して置く。

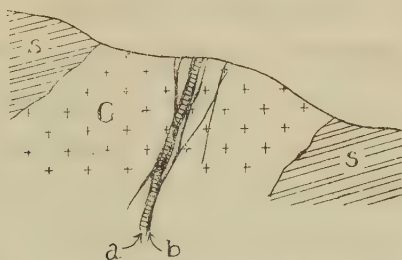
但しこれらは互に種々の割合を以て固溶體を成し、假令同一結晶でも、種々成分の異なる部分が累帶的に發達するのが常である。

また稀には燐灰石が、菱苦土鐵礦に混つて見出され、その或るものは顯微鏡下に光學異常を呈し、一部は更に炭酸鹽類に變つてゐる。

この外母岩の小破片が、綠色緻密の塊となつて礦脈に混じ、これは主として綠泥石と炭酸鹽類の集合から成り、綠泥石の一部分は、前記の菱苦土鐵礦の中にも細粉狀に包裹せらる。本礦石の分析中、往々 20 數 % の多量の珪酸を含むものがあるのは、この種の破片を含む部分で、石英即ち遊離の珪酸は甚だ少ない。

礦物相互の關係 以上のうち、灰白乃至淡灰褐色菱苦土鐵礦の大部分は、概ね緻密の塊を成し、砒鐵礦、黃銅礦等の大部分も、これに混じて點在するが、その一部分は脈狀或はレンズ狀を成して、更にこの種の塊を貫ぬき、最も高品位の礦石を成す。輝水鉛礦の伴なふのも、多くはかゝる部分であり、閃亜鉛礦、方鉛礦等の存するものも、この種の菱苦土鐵礦の集合中である。赤鐵礦は時に黃銅礦と伴ひ、緻密な塊を成すことがあり、時には前記の菱苦土鐵

第 貳 圖



報國礦床模式圖

G 花崗岩 S 粘板岩 a 第一期礦脈 b 第二期礦脈

礦の間に混じ、時には脈狀にこれを貫ぬく。すべてこれらは本礦脈中最初に出來た產物である。

しかるにこの種の礦脈は、往々更にその後の裂罅に貫かれ、時には多少角

礫化し、その表面を先づ暗灰色菱苦土鐵礦の細かい累層に被覆せられ、更に最後の間隙を、前記の白色方解石で充填せられ、または石英の晶簇に被はれ、稀には更に黃鐵礦をその表面に着生する。

この種の第二期成生物は、第一期成生物の一部を貫ぬくだけでなく、第一期脈の發達不充分の部分や、その兩側の母岩の中をも無數に貫ぬき、そのうち特に菱苦土鐵礦を主とする部分は、一見礦石と見誤られ易いが、方解石を主とする部分は極めて明瞭な輪廓を以て、脈脈の一部を縦走する。第一期脈を横斷して、東西に走る細脈の大部も、主としてこの種のものであつて、概ね採掘に値しない。

脈成生の順序 以上によつて本礦床の成生順序を推定すれば、大體次の通りである。

第一期 菱苦土鐵礦 > 砒鐵礦 局部的に磷灰石、黃銅礦、閃亞鉛礦、方鉛礦、赤鐵礦等を伴ふ

砒鐵礦 > 菱苦土鐵礦 局部的に赤鐵礦 輝水鉛礦を伴ふ
——裂罅再開、一部角礫化——

第二期 暗灰色菱苦土鐵礦の層狀累被

白色方解石 局部的に石英、稀に黃鐵礦

富礦帶の分布 本脈中眞に採掘に耐へるのは、このうち第一期のもののみで、脈中にはこれを缺き、第二期脈のみの部分も多く、特に顯著な方解石脈の部分には、殆ど全く品位を見ない。また脈幅の最も大きい部分ではこれら兩期の脈が、貫ぬき合つて存在し、特に礦體上部に於てこの傾向が著しい。従つて、礦體下部では概して脈幅を減ずるが、これは主として第二期脈の發達を減ずるがためであつて、必ずしも第一期脈の消滅を意味せず、かゝる場合は平均品位が却つて上昇する場合も起る。

しかし大體の傾向として、第一期脈の優勢な部分は、全體としても幅廣く、かゝる部分が富礦帶となり、その或るものは北下方から斜めに南上方に連なり、北に向つて落してゐるが、これが果して一般的か否かは未だ明かでない。

ない。

露頭の狀態 露頭に於ては砒鐵礦の外、菱苦土鐵礦中の鐵分も酸化して、褐鐵礦に變ずるため、露頭は一般に著るしく、特にそのうちの砒鐵礦は、炭酸鹽類の風化に後れて、ほゞ純粹に残存するため、極めて高品位の部分を残し、礦脈の内部を過良に評價せしめ易く、已洞上部の露頭に特に著るしい。これは主として第二期脈の發達のため、露頭に於て菱苦土鐵礦に富むことによらう。

これに反して坪山礦床の露頭部では、砒鐵礦まで容易に風化し、そのうちに含まれたコバルトは、コバルト華を形成し、褐鐵礦の表面に露はれ、特有な美紅色を呈する。これ主として砒鐵礦に富み、炭酸鹽類に比較的乏しい部分の現象と見られる。

礦石の品位 本礦床の平均品位は、筆者の調査事項外に屬する。こゝには單にその礦石の若干に就て、礦山側の分析結果を紹介の上考察しよう。

第一例は坪山通洞北押のもので、三菱研究所の分析によれば

	Au	Ag	Fe	Co	As	S	SiO ₂
含有率	12.0g/t	4.7g/t	13.33%	2.89%	31.99%	2.44%	22.48
原子比	2387	490	4267	761	...
同	1.11	0.23	2.00	0.35	...

である。そのうち Fe, Co, As, S の合計 50.65% は、その原子比にして $(\text{Fe} + \text{Co}) : (\text{As} + \text{S}) = 1.06 : 2$ 、即ちほゞ $(\text{Fe}, \text{Co}) (\text{As}, \text{S})_2$ に一致し、その大部分は砒鐵礦のものと認められ、多少餘分の鐵は菱苦土鐵礦中のもので、他に SiO₂ の 22.48% と共に、脈石の大部を形成する。即ち本礦石は砒鐵礦約 50%、脈石約 50% の上礦で、金 12.0 瓦/吨、銀 4.7 瓦/吨を伴ひ、コバルト 2.89% を含む。若しこのうちの砒鐵礦のみを集れば、これらは恐らく凡そ 2 倍の高品位に達しよう。

第二の例は坪山第二脈のもので

	Au	Ag	Fe	Co	As	S	SiO ₂
含有率	21.0g/t	5.0g/t	8.01%	1.14%	10.10%	1.23%	24.96%
原子比	1434	193	1347	383	...
同	2.12	0.29	2.00	0.57	...

このうち As, S 及び Co の全部を假に (Fe, Co) (As, S)₂ のものとすれば、砒鐵礦は約 16.17% で、他に餘分の 4.31% の鐵は、菱苦土鐵礦等の中のものとも認められ、その約 58.87% が、珪酸の 24.96% と共に脈石を成してゐるのであらう。然る時は、砒鐵礦中のコバルトは、凡そ 7% に達するが、この分析からそこまでくはしく論ずることは不可である。

第三の例では次の如く、やはり坪山のものである。

	Au	Ag	Fe	Co	As	S	SiO ₂
含有率	19.0g/t	9.0g/t	21.22%	2.24%	43.37%	6.55%	4.10%
原子比	3800	380	5785	2043	...
同	1.32	0.13	2.00	0.71	...

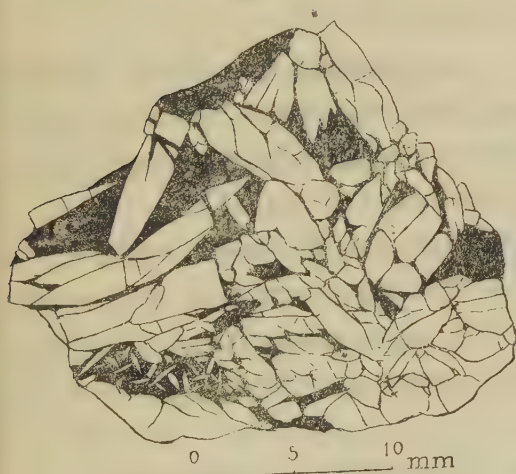
砒素が一層多いのに拘らず、コバルトは第一例よりも少なく、硫黄の量は一層多い。これは一部は恐らく他の硫化物として存在することを暗示する。但しこれでも Fe+Co : As+S の原子比は (Fe, Co) : (As, S) = 1.07 : 2 即ちほぼ 1 : 2 で、多少の鐵が餘分に存在するに過ぎぬ。これは恐らく菱苦土鐵礦中のものであらうが、または一部分は黄銅礦または黄鐵礦中のものとも認められよう。

含 コ バ ル ト 砒 鐵 礦

外觀及び結晶形 表面や割目に沿つて、往々酸化鐵に被はれてゐるが、新鮮な破面は灰白色で、光輝強く、一見硫砒鐵礦 (arsenopyrite) に類する。多くは粒狀或は柱狀乃至板狀で、長さ往々 1 糎以上のものが、束狀に集合する場合もあり、その延長に平行に劈開を有するが、その輪廓を明かにしない。且つ多數の割目のため、これを分離して觀測し難い。よつてそれらを研磨面上で觀察するに、その斷面は多くは鋭い菱形を成し、また菱苦土鐵礦中、本礦物の細晶を含む部分を鹽酸に浸し、周圍の菱苦土鐵礦を溶かし去つて觀

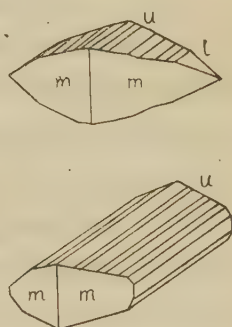
察するに、その輪廓の明かなものは、主として緩慢なる屋根形の4面と、それらの兩側を三角に斷つ4面から成り(第參圖)、前者は概ね傾斜の異なる屋根形の面を細く狭んで、やゝ幅廣い條線を有する。これは恐らく $u(014)$, $t(013)$, $l(110)$ 等の諸面であつて、その兩側を斷つのは $m(110)$ 面と認められる。また柱狀を成すものは、柱に平行に條線あり、 $u:t:l$ 稜即ち前後軸 a に平行に延長するものと認むべく、これらの面が緩傾斜であれば、それ

第 參 圖



報圖コバルト産礦石研磨面

第 四 圖



報圖コバルト礦山產含コバルト
砒鐵礦の結晶形
 $m(110)$ $u(414)$ $l(011)$

だけ柱は扁たくなり、この扁たい方向に平行なる劈開は、當然底面即ち $c(001)$ に平行なるものと認められる。研磨面上鋭い菱形の断面に於て、劈開線がその鋭角を二等分するのもこれ故であつて、すべてこれらの性質は、從來知られた砒鐵礦の性質とよく一致する。

火熱に対する反應 本礦物を粉末として閉管中に熱すれば、正八面體の亞砒酸 As_2O_3 の結晶を多量に昇華し、赤褐色の酸化鐵を残す。また閉管で熱すれば、その中の空氣と作用して、多少の白色昇華物、即ち亞砒酸を生ずる

だけで、砒素の黑色昇華物は得られぬ。これ本礦が硫砒鐵礦と異なるところで、後者はこれを閉管中に熱すれば、先づ黄色の硫化砒素を生じ、それが次第に橙黄色から暗赤色に變ずると同時に、砒素の黑色昇華物に被はれる。これ硫砒鐵礦を熱すれば、 $400^{\circ}\sim 560^{\circ}\text{C}$ では少量の硫黄と砒素、 $560^{\circ}\sim 700^{\circ}\text{C}$ ¹⁾ では多量の砒素を分離する結果で、Loczka²⁾によればこれは溫度の上昇と共に、 $\text{FeAsS} \rightarrow \text{FeS} + \text{As}$ なる反應の起るため、これは砒鐵礦に黄鐵礦を加へ、 $\text{FeAs}_2 + \text{FeS}_2 \rightarrow 2\text{FeS} + 2\text{As}$ なる反應を見る場合にも同様であるが、砒鐵礦 (FeAs_2) のみでは起らない。

但し一層口の小さい閉管中で本礦山產砒鐵礦の粉末を熱せば、多少の橙黄色硫化砒素と、黑色の砒素とを分離する場合があります、これ本礦物中多少の硫砒鐵礦又は白鐵礦が、固溶體として含有せられるものある結果で、既に記した分析中にも常に多少の硫黄を含むはこれ故である。

次に、本礦の粉末を研砂球中に熔融すれば、鐵に固有の濃黄綠色を呈するが、冷えればこの色を失なつて、コバルト固有の濃青色を呈する。これ高温では鐵の綠色が顯著なため、コバルトの色はその蔭に隠れ、冷えれば鐵の色が失はれるため、コバルトの色が明となるため、本礦物中鐵とコバルトとの含有を示す。

以上によつて本礦物が主として鐵及びコバルトと、砒素とから成り、多少の硫黄を含むことが明かである。

試薬に對する反應 本礦物は容易に硝酸中に溶けて、多少の硫黄を分離して、赤褐色の液を生ずる。この溶液にアンモニヤ水を加へれば、赤褐色の水酸化鐵を分離する。これを濾過せば通常多少黄褐色の液を得るが、これ水酸化鐵の一部分が、膠狀を成して加はるため、それをそのまま放置せば、この鐵分は沈澱し、硝酸コバルト固有の薔薇赤色となり、炭酸曹達を加へれば、一層速かにこの色を得る。

1) 鶴見志津夫、本誌第2卷(昭和9年)129。

2) J. Loczka, Zeit. Kryst. Bd. 15 (1880), 41。

アンモニアの代りに、炭酸石灰で前記の溶液を中和しても、ほぼ同様の反應を呈し、硝酸コバルトの溶液を得、これに炭酸曹達を加へれば、帶紅白色の沈澱と、淡紅色の溶液を得、前者は次第に紫紅色を呈する。但し始めの水溶液の濃度が一層大きな場合は、水酸化鐵を濾過した際、綠青色の濾液を得、これまたコバルトの特徴である水酸化第一コバルト $\text{Co}(\text{OH})_2$ の膠朧液と認められ、この現象はコバルトの製鍊に際しても、屢々認められるところである。

これら何れの方法でも、本礦物が少量の硫黃及びコバルトと、多量の鐵を含有することが明かにせられる。

鹽酸では容易に溶解せず、濃硫酸では僅かに溶解するに過ぎぬ。

反射顯微鏡的觀察 研磨面上本礦物は白色でよく輝き、直光＝コル下に非等方性著るしく、硬くてその周圍より浮き上り、菱形に突つた輪廓を示す。これらの點では硫砒鐵礦に類するが、1:1 の HNO_3 によつては全然泡沸せず、その蒸氣では褐變するが、液では僅かに褐色に變ずるだけで黒變せず、濃硝酸ではその表面に多數の As_2O_3 の微晶を生ずる。KCN (20%)、HCl (1:1)、KOH、 FeCl_3 (20%) 等の溶液で犯されぬが、 HgCl_2 (20%) 液では褐色に變じ、その腐蝕部は斜光線では白色に見える。

これらの點でも本礦物は砒鐵礦とは一致するが、硫砒鐵礦とは異なり、同礦は硝酸で徐々に泡を發して黒變し、 HgCl_2 では犯されない¹⁾。

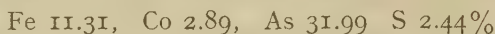
化學成分と礦物名 本礦物の化學成分に就ては北原順一學士目下研究中であるから、その詳細は追て報告せられようが、前掲三菱研究所に於ける礦石分析の結果から見ても、本礦石中の $\text{As}+\text{S}$ は原子比にして $\text{Fe}+\text{Co}$ の約2倍に當り、それらの大部分が本礦物の成分に屬し、僅かに Fe の一部分が菱苦土鐵礦に屬することは、その礦物組成上容易に推定せられ得る。假に第一例中 Co 、 As 、 S の全部を本礦物のものと認め、 Fe の大部即ち前記の Co 、

1) W. M. Davy, C. M. Farnham, *Micr. Exam. Ore Miner.* 1920, 57, 91; C. M. Farnham, *Determ. Opaque Min.* 1931, 30, 86

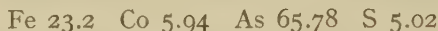
As, S に對して (Fe, Co) (As, S)₂ を造るに必要な部分, 即ち

$$13.33\% \times \frac{2024}{2387} = 11.31\%$$

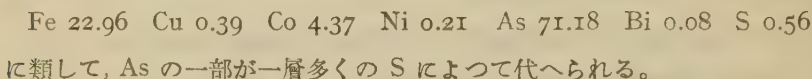
を本礦物, 殘る僅かに 2.01% を菱苦土鐵礦の分とすれば, 本礦物は



即ちこれを百分率に換算して



となり, 例へば嘗て Hillebrand 氏¹⁾ の分析したコロラド州 Brus Creek 産含コバルト砒鐵礦の



かくの如く, 本礦物が Fe, As を主成分とし, 顯微鏡下に均一でありながら, Co, S をも含有するのは, その組成及び構造上互に類似する砒鐵礦 (FeAs₂) 内鐵礦 (FeS₂), 硫砒鐵礦 (FeAsS), サフロライト (CoAs₂) グローコードート (CoAsS) 等がそれぞれ或る程度まで固溶體を成すからで, 硫砒鐵礦 (FeAsS) とグローコードート (CoAsS) の如きは殆んどあらゆる割合の固溶體を成し, その中間の Co3~9% 程度のものは特にデーナイトの名で呼ばれてゐる。しかるに S に乏しいものでは, 砒鐵礦 (FeAs₂) とサフロライト (CoAs₂) の中間に, 何等礦物名を設けず, Co 6% 以上のものをも含コバルト砒鐵礦と稱し, 10% 内外より以上のものをサフロライトと稱するのが普通である²⁾ から, 本礦山産礦物もまたこれを “含コバルト砒鐵礦” (cobalt-bearing löllingite) と稱すべく, これと類似のものは既に成鏡北道會寧郡堀勒山礦床のコバルト礦石として知られてゐるが, コバルトの含有多くは 2% 以下に過ぎぬ³⁾。

1) W. F. Hillebrand, U. S. Geol. Surv. Bull. 410 (1910). 244.

2) C. Doelter, Doelters Handb. d. Mineralchemie, IV, 1. (1926) 595.

3) 中村慶三郎, 地學 54, (昭和 4 年) 223.

製鍊上の二三の問題

以上の如く、本礦石の主なる部分は砒鐵礦と、菱苦土鐵礦とであつて、方解石は選礦の際廢棄せられるが部分に屬し、一部分のみ混在する。また石英は礦脈最後の產物として、極めて少量に存する外は、多少の長石、綠泥石質物等と共に、母岩の破片の成分として含まれるに過ぎない。

従つて、その製鍊には特に外から酸化鐵や、マグネシヤ分を加へずとも、礦石中に多量の鐵とマグネシヤとは存在し、却つて砒酸分に乏しい。餘分の鐵を礦滓中に奪ふには、この點が却つて重要とならう。

また金屬成分は、主として砒鐵礦のみで、コバルトの全部はそのうちに含まれ、しかも礦石の大部分では、比喩の大きな他の礦物を伴はぬ結果、挽がけ法でこれを容易に選別せられる。特に礦石の一部分は、主としてこれのみの集合から成り、その成分は焙礦爐中のコバルト・スパイスと大差なく、たゞそのうちの $(\text{Fe}+\text{Co}) : \text{As}$ の比が異なるだけである。

しかるにこれを精製すれば砒素の一部は逸失し、假令復素が加はつても、 $(\text{Fe}+\text{Co}) : \text{As}$ の比に於て、次第に前記のスパイスに近づく。従つて、少くとも手選精礦、或は汰盤精礦は、これを焙礦爐に投ずる代り、そのまま焙燒して濕式製鍊に供する案に於ても、充分の考慮と研究とを要する。

こゝに注目し得るのは、砒鐵礦中に硫黃を含めば、加熱の際にそれが却つて



なる反應によつて、砒素に遊離し得る代り、硫黃の殘存を見り、こゝで、本礦山で現に得られたスパイスにも、硫化鐵の存在が明に注目される。これについても別に研究を必要としよう。

なほこれらの方法で、精礦或はスパイスを得、これを焙燒して碎炭で處理する際、その殘滓には相當多量の金を含有するわけで、これを金礦として利用することも、一考を要する問題である。

本研究に要せる費用の一部分は、文部省自然科學研究費に屬し、一部は日本學術振興會第廿一小委員會より神津淑祐委員に配布せられたものに屬する。ここにそれらの各機關特に神津淑祐博士に對し深甚なる謝意を表する。

また本礦床調査の際は、報國礦山礦主二宮泰三氏を始め、同研究所長二宮郁之助、技師長菊池銑二、採礦課長有間巖、製鍊課長梅森正之助諸氏の厚情に浴すること少くない。ここに謹んで謝意を表する。

本研究の資料の一部は筆者の現地調査前、京城礦山専門學校教授新川源二氏から寄贈せられたものであり、また調査前既に朝鮮總督府地質調査所技師中村慶三郎氏より種々教へらるゝ所あつた。ここに兩氏への謝辭を述べる。

會 報 及 雜 報

日本地質學會創立五十年記念大會 去る7月25日右大會を北海道帝國大學中央講堂に開儀、大村會長に代つて坪井誠太郎博士の武辭朗讀、湊正雄、堀純夫兩氏に對する學術獎勵金の贈呈あり、鈴木醇博士の“北海道の地質概觀”に關する綜合講演を以て一旦休會、同日午後より翌26日に亘り、次の聯合講演會を行つた。

聯合學術講演會 前記大會に引續き、去る7月25日午後より26日午前午後に及び、本會並に日本地質學會、日本地理學會の聯合學術講演會を北海道帝國大學理學部講義室に於て3部に分れて開會、そのうち特に本會關係の講演次の如し。

硫砒銅礦ルズン銅礦の問題……………	今 井 秀 喜君
ルズン銅礦の結晶學的研究(代讀)……………	澤 田 弘 貞君
千島嶺山に於ける礦物共生關係に就て……………	渡 邊 武 男君
ルズン銅礦及び硫砒銅礦のX線的研究……………	竹 内 常 彦君
北越礦山及び金瓜石礦山產ルズン銅礦に就て……………	渡 邊 萬次郎君
千葉縣鴨川町斑瀾岩ペグマタイト中の角閃石の化學成分……………	三 宅 輝 海君
埼玉縣秩父礦山產ザンソフィライト……………	阿 部 英 一君
モリブデン礦に伴ふ後成礦物に就て……………	須 藤 俊 夫君
無水珪酸の安定度……………	犬 塚 英 夫君
滿洲產一箇元素礦物……………	田久保 實太郎君
宮崎縣岩戸銅山產ダトー石……………	原 田 準 平君
超顯微鏡的微小雙晶の研究……………	伊 藤 貞 市君

— 26 日午前 —

十勝國釧路附近の二三特殊深成岩に就て……………橋 本 誠 二君

日高に於ける蛇紋岩の産狀に就て……………	堀	純	夫君
千島列島の火山岩に就て……………	根	本	忠寛君
石狩國幌加内地方の蛇紋岩に伴ふ角閃石片岩類……………	舟	橋	三男君
捕虜岩中に於ける尖晶石の現出狀態……………	森	本	良平君
山西省嶺關附近に於ける二三の岩石學的觀察……………	{石松}	川田	俊龜三君
臺灣海岸山脈鹽基性岩の成因に關する一考察……………	小笠原		美津雄君
飛騨古川町附近の地質特に片麻岩の生成時代に就て……………	柴	田	秀賢君

— 26 日午後 —

變成相に就ての考察……………	坪	井	誠太郎君
鞍山昭和製鋼用耐火材石英片岩の岩石學的性質……………	今	村	善郷君
松前珪石礫床に就て……………	齋	藤	仁君
金嶺鎮鐵山附近に於ける物理探礦成果……………	大	西	千秋君
山形縣藏王硫黃山の地質と礫床……………	小	川	雨田雄君
咸鏡南道利原鐵山の地質と礫床……………	木野崎		吉郎君
北海道唐松炭坑の石油に就て……………	高	橋	純一君
北海道に於ける水銀礫床に就て……………	矢	島	澄策君
西ボルネオ・ルマールに於ける水銀礫床瞥見……………	矢	島	澄策君
アマン(砂錫重礫物)に就て……………	木	村	繁成君
若干の本邦産コバルト礫物に就て(代讀)……………	中	村	慶三郎君
朝鮮に於けるニッケル礫床に就て……………	津	田	秀郎君
慶尙北道報國コバルト礫床に就て……………	渡	邊	萬次郎君

念珠ヶ關水鉛礫床 山形縣西田川郡念珠ヶ關(Nezuga-seki)村の中部、鍋倉、小名部兩部落の中間に在り、鼠ヶ關川を挾んでその南北兩側に跨がり、山形試登 6897, 同 8776 兩礦區を擁する。羽越本線鼠ヶ關驛より鼠ヶ關川の谷を遡ること約 6 軒、海拔 80 米内外の河畔に事務所を置く。その兩側は殆んど全部黒雲母花崗岩から成り、海拔 200~300 米の高地を成す。水鉛礫床は本礦區内數ヶ所に分れ、廣く分布し、現に主として試掘中のものは、事務所の對岸山腹乃至河畔のものにて、母岩の一部は烈しく珪化し、一見珪岩狀を成し、一部は白色粘土化し、往々白色雲母を伴ふ。礫床はそれらの内部を不規則網狀に貫ぬく輝水鉛礫及び黃鐵礫の礫染帶にして、多數の石英脈を伴ひ、稀に微量の銅礫物を伴ふことあり、容易に露天堀にて採掘せられ、礫量また豊富なれども、輝水鉛礫は極めて微細なる片狀を成して、母岩の裂罅に薄く挟まり、その全體を機械選礦に供するには、平均品位低きに失する虞あり、但し水中に攪拌すれば、容易に破碎し、粉礫及び塊礫に分れ、輝水鉛礫の大部は粉礫に集まり、また塊礫中手選によつて高品位の部分に分ち得るを以て、これらによつて豫め品位を高め得べし

〔渡邊萬〕。

ルゾン銅礦の新産地 新潟縣北越，北海道手稲，臺灣金瓜石等に於ける産出について報告せられて以來，急に學界の注意を惹くに至れる同礦物は，更に青森縣下北郡川内村大揚礦山にも産することを知らるゝに至れり，同礦山は一種の黑礦式礦床にして，その一部分母岩の烈しく珪化したる部分に，ルゾン銅礦の暗紫赤色の集合を見，その内部にはエナージャイトの柱狀結晶を圍むことあり，その詳細なる産狀は，追つて報告せらるべし〔渡邊萬〕。

新入會員 杉村曉秀君（東京都澁谷區代々木大山町 1066）小林治夫君（東京都麴町區丸ノ内 1ノ10 淺野會館日鐵礦業株式會社）安齋俊男君（同前）菊川康雄君（大津市膳所別保町 88ノ1）與良三男君（東京都中野區沼袋町 35）中桐一政君（東京都大森區北千束町 607）内藤貞夫君（東京都小石川區西丸町 60 蔦田方）都城秋徳君（東京都小石川區林町 70 翠山莊）諏訪彰君（東京都豐島區巢鴨 7ノ1572 長善館）大平成夫君（神奈川縣鎌倉市小町 427）池野輝夫君（東京都杉並區天沼 1ノ241）杉浦精治君（東京都中野區鶯宮 4ノ464）八田眞穗君（東京都世田ヶ谷區世田ヶ谷 2ノ1335 矢野方）横山季三君（東京都澁野川區西ヶ原町 313 今富方）深尾良郎君（東京都麻布區櫻田町 70）山本薫太郎君（東京都杉並區天沼 3ノ607）岡山研一君（下關市上田中町 1257）野土敏一君（秋田市手形字深田秋田礦山專門學校）樫田信明君（大阪市東成區北中本町 2ノ5）石岡孝吉（東京都本郷區春木町 3ノ30）和田三男君（東京都杉並區方南町 3ノ6 金澤三男方）井芹邦彦君（滿洲國熱河省承德南營子大街特鐵出張所氣付大廟）小川建男君（東京都品川區五反田 5 遞信省電氣試験所第五部）樫田信明君（大阪市東成區北中本町 2ノ5）早瀬喜太郎君（東京都澁谷區常磐松町 78）伊奈製陶株式會社（愛知縣多郡常滑町）山口悟郎君（東京都本郷區東京帝大第一工學部應用化學科）

會員住所變更 三木善仁君（東京都小石川區春日町 1ノ1 南方礦業學院）宣場堅君（青森縣上北郡天間林村上北礦山）上木正二君（八幡市竹下町 7）瀬戸正雄君（平安南道成川郡崇仁面成興礦山）中島烈一君（舊名正浩東京東京橋寶町 3ノ4 相原ビル一階日本耐火煉瓦統制株式會社技術部検査課東京検査所）近藤次彦君（大阪市東區北濱 5 住友本社）齋藤正次君（東京市澁谷區千駄ヶ谷町 4ノ800）青柳信義君（新京特別市崇智胡同 210）淺山哲二君（京都市上京區室町通丸太町上ル）三宅輝海君（東京都中野區天神町 21）自在丸新十郎君新川源二君（京畿道揚州郡蘆海面孔德里京城礦山專門學校）福山賢藏君（新京都順天區五色街廣發社宅 205）平山健君（東京都四谷區信農田 18ノ1）矢部茂君（東京市杉並區松ノ木町 1163）前田孝矩君（福岡市西新町 614）増淵堅吉君（北京北郊區華北綜合調查研究所東園 38 號）三本杉巳代治君（京城府青葉町 1ノ121）三木善仁君（東京都小石川區春日町 1ノ1 南方礦業學院）

本 會 役 員

	會長	神 津 徹 祐	
幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	竹内 常彦	會計主任	高根 勝利
圖書主任	大森 啓一		

本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	大井上義近	大村 一藏
加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎	竹内 維彦	立岩 巖
田中館秀三	中尾謹次郎	野田勢次郎	原田 準平	福田 連
藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭	本間不二男	松本 唯一
松山 基範	松原 厚	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次
井上禮之助				

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	木崎 喜雄	北原 順一
鈴木廉三九	高根 勝利	高橋 純一	竹内 常彦	根橋雄太郎
増井 淳一	八木 健三	渡邊萬次郎		

編輯兼本名隆志
發行人

仙臺市東北帝國大學理學部内

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

(東宮103)仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 18 年 8 月 25 日印刷

昭和 18 年 9 月 1 日發行

本會入會申込所及び會費發送先

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 4 圓 (前納)
1ヶ年分 8 圓

本誌定價(會員外)

1 部 ㊦ 80 錢 (外郵稅 1 錢)

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Formation pressure in oil-fields (I)J. Takahashi, *R. H.*
Apatite deposits of the Eiyû mine, Korea (II).....M. Watanabé, *R. H.*
Löllingite from the Hôkoku cobalt mineM. Watanabé, *R. H.*
Notes and news:

Announcement for the anniversary meeting on the completion of fifty
years of geological society of Japan. Nezu-ga-seki molybdenum
deposit. New locality of luzonite. Personal news.

**Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.**